

**Università degli Studi di Napoli “Federico II”
Dipartimento di Scienze della Terra**



**Dottorato di ricerca
in
Geologia del Sedimentario
XXI ciclo**

**Il record dei cambiamenti globali
nelle piattaforme carbonatiche del
Cretacico medio dell'Appennino
meridionale**

Tutor:

Dr. Mariano Parente

Dottorando:

Dr. Di Lucia Matteo

INDICE

Introduzione.....	1
CAPITOLO I : Le piattaforme carbonatiche del Cretacico dell'Appennino meridionale.....	3
1.1 Geologia e paleogeografia dell'Appennino meridionale	3
1.2 Le piattaforme carbonatiche del Cretacico dell'Appennino meridionale	4
1.3 Parametri chimici e fisici che regolano la sedimentazione carbonatica di mare basso.....	6
1.4 I limiti della Biostratigrafia nei sedimenti di piattaforma del Cretacico medio dell'Appennino meridionale.....	9
CAPITOLO II : Le serie stratigrafiche.....	11
2.1 Associazioni di litofacies.....	12
2.2 Biostratigrafia	21
2.3 Descrizione delle successioni studiate	23
2.3.1 Monte Croce	23
2.3.2 Monte Motola-Monte Vivo	29
2.3.3 Monte Coccovello	33
CAPITOLO III : Stratigrafia isotopica.....	37
3.1 Isotopi stabili	37
3.1.1 Isotopi dell' Ossigeno.....	39
3.1.2 Isotopi del Carbonio	41
3.2 Stratigrafia con gli isotopi del Carbonio.....	44
3.2.1 Eventi Anossici Oceanici (OAEs) e crisi di biocalcificazione del Cretacico inferiore e medio: il record del $\delta^{13}\text{C}$	44
3.2.2 $\delta^{13}\text{C}$: Curve di riferimento pelagiche ed emipelagiche.....	49
3.2.3 $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$: applicazioni e limiti nei sedimenti di piattaforma carbonatica.....	51
3.3 La diagenesi nei carbonati.....	52
CAPITOLO IV : Materiali e Metodi.....	55
4.1 Materiali.....	56
4.2 Metodi di campagna.....	56
4.3 Metodi di laboratorio.....	57
4.3.1 Preparazione delle sezioni sottili.....	57
4.3.2 Microcampionatura della micrite per le analisi degli isotopi stabili.....	59
4.3.3 Analisi degli isotopi stabili.....	59
4.4 Trattamento di “ <i>smoothing</i> ” delle curve isotopiche.....	59

CAPITOLO V : Chemostratigrafia e Biostratigrafia.....	60
5.1 Descrizione delle curve del $\delta^{13}\text{C}$ e del $\delta^{18}\text{O}$	61
5.1.1 Monte Croce.....	61
5.1.2 Monte Motola-Monte Vivo.....	64
5.1.3 Monte Coccovello.....	67
5.1.4 Analisi degli effetti della diagenesi.....	70
5.2 Correlazione tra le curve del $\delta^{13}\text{C}$ delle sezioni studiate.....	72
5.3 Correlazione delle curve del $\delta^{13}\text{C}$ con le curve di riferimento pelagiche.....	77
5.4 Datazione di alta risoluzione degli eventi biostratigrafici.....	82
5.5 Tassi di accumulo.....	87
 CAPITOLO VI : Il record degli eventi anossici e delle crisi di biocalcificazione nelle successioni carbonatiche di mare basso dell'Appennino meridionale.....	 90
6.1 La crisi delle piattaforme carbonatiche tetidee nel Barremiano superiore- Aptiano inferiore: quali le cause?.....	90
6.2 La crisi di biocalcificazione nella piattaforma carbonatica sud-appenninica.....	91
6.3 “Out of balance” facies.....	92
6.3.1 Bindstone e packstone oncoidali a <i>Lithocodium-Bacinella</i>	93
6.3.2 Packstone-grainstone a Nubecularidi.....	94
6.3.3 Il “livello a Orbitolina”.....	96
6.3.4 Packstone a <i>S. dinarica</i>	99
 CAPITOLO VII : Conclusioni e prospettive future.....	 103
 BIBLIOGRAFIA.....	 109

INTRODUZIONE

Il Cretacico medio è stato un periodo di cambiamenti climatici estremi e di ripetute perturbazioni del ciclo globale del carbonio che hanno portato alla deposizione, su scala globale, di sedimenti ricchi di materia organica. Un alto contenuto di CO_2 nell'atmosfera causato da attività vulcanica parossistica è stato invocato come la causa principale del clima estremamente caldo, degli eventi anossici oceanici (OAEs) e delle crisi di biocalcificazione che si sono verificate nel Cretacico medio (Weissert & Erba, 1994). Quasi tutto quello che conosciamo sul clima e sui cambiamenti globali nel Cretacico deriva dallo studio di sedimenti pelagici ed emipelagici. Comparativamente sappiamo molto meno dei sistemi di piattaforma carbonatica, nonostante essi rappresentino una parte importante del ciclo del carbonio e siano estremamente sensibili ai cambiamenti climatici ed oceanografici. Al contrario di molte piattaforme tetidee, che annegarono in corrispondenza degli OAEs, le piattaforme carbonatiche dell'Appennino meridionale offrono un record continuo attraverso questi eventi. Tuttavia, lo studio delle successioni carbonatiche di mare basso dell'Appennino meridionale risulta essere spesso limitato dalla bassa risoluzione biostratigrafica nonché dalla difficoltà di operare precise correlazioni con le coeve successioni di mare profondo. Gli schemi biostratigrafici di riferimento per l'Appennino centro-meridionale (De Castro, 1991; Chiocchini et al., 1994), basati su foraminiferi bentonici ed alghe verdi, evidenziano una risoluzione biostratigrafica media di 10.13 Ma/biozona (De Castro, 1991) e di 7,6 Ma/biozona (Chiocchini et al., 1994), con riferimento allo schema cronostratigrafico di Gradstein et al. (2004). Una risoluzione biostratigrafica molto bassa se comparata con quella di bacino, basata sulle biozone ad ammoniti del dominio tetideo, che è di 0.92 Ma/biozona (Gradstein et al., 2004).

Per questo lavoro di tesi è stato studiato in dettaglio l'intervallo Barremiano superiore-Albiano di tre successioni carbonatiche di mare basso dell'Appennino meridionale. Le osservazioni sedimentologiche e biostratigrafiche svolte in campagna sono state integrate con lo studio di circa 750 sezioni sottili. Ciò ha permesso di identificare, nelle tre sezioni studiate, 8 associazioni di litofacies, definite sulla base di litologia, tessitura, componenti (con particolare riguardo alle associazioni fossili) e strutture sedimentarie.

Successivamente è stato effettuato uno studio chemostratigrafico che ha portato per la prima volta, allo sviluppo di curve di alta risoluzione del $\delta^{13}\text{C}$ e del $\delta^{18}\text{O}$, per l'intervallo Barremiano superiore-Albiano inferiore dell'Appennino meridionale.

Per ottenere curve affidabili del $\delta^{13}\text{C}$, al fine di discriminare un segnale isotopico di tipo diagenetico si è deciso di attuare, come prima scelta, il microcampionamento di micrite, sia come mudstone, sia come matrice micritica di wackestone e floatstone.

Partendo anche da precedenti studi su successioni carbonatiche del Cretacico superiore dell'Appennino meridionale (Parente et al., 2007), uno degli obiettivi primari di questo progetto di ricerca è stato quello di integrare chemostratigrafia (isotopi del carbonio) e biostratigrafia, per sviluppare un quadro cronostratigrafico di alta risoluzione e stabilire precise correlazioni con gli schemi biocronologici standard ad ammoniti e plancton/nannoplancton calcareo. La natura primaria del trend secolare di $\delta^{13}\text{C}$ è ormai riconosciuta; curve di alta risoluzione per l'intervallo Barremiano-Albiano sono state stabilite in sequenze pelagiche ed emipelagiche e sono perfettamente integrate con la biostratigrafia a plankton e nannoplancton calcareo (Erba et al., 1999; Moullade et al., 1998; Herrle et al., 2004; Godet et al., 2006; Föllmi et al., 2006).

Il grande interesse per questo intervallo stratigrafico, nasce dal fatto di essere caratterizzato da una serie di marcate escursioni del $\delta^{13}\text{C}$ legate ai maggiori eventi anossici oceanici (OAEs) verificatisi nel Cretacico medio, e utilizzate con successo per correlazioni a scala globale.

Durante gli ultimi 20 anni la stratigrafia con gli isotopi del Carbonio è stata sempre più utilizzata, anche nel Cretacico dell'Appennino meridionale (Ferreri et al., 1997; Wissler et al., 2004; Parente et al., 2007), come strumento per correlare successioni carbonatiche di mare basso con successioni di mare profondo.

Per un uso efficace del record del $\delta^{13}\text{C}$ su sedimenti carbonatici di mare basso è necessario, oltre a valutare il grado di preservazione/alterazione del segnale isotopico originario, disporre di punti ben datati per poter ancorare le curve delle successioni studiate e correlarle con quelle di riferimento.

In questo lavoro, è stato utilizzato come punto di datazione indipendente, il livello ad *Archaeoalveolina reicheli*, un importante marker biostratigrafico del Gargasiano medio (Fourcade & Raoult, 1973), esteso intutto il bacino del Mediterraneo.

La correlazione con le successioni di mare profondo, attraverso la stratigrafia con gli isotopi del Carbonio, ha permesso per la prima volta di datare cronostatigraficamente una serie di importanti eventi biostratigrafici riconosciuti nelle successioni di piattaforma studiate. Lo schema bio-chemostratigrafico di alta risoluzione che ne è derivato potrà essere un riferimento per le successioni carbonatiche del Cretacico medio dell'intera area peri-adriatica.

Un altro obiettivo primario di questo lavoro, è stato quello di studiare in dettaglio la risposta della piattaforma carbonatica sud-appenninica, e delle sue associazioni biologiche, alle perturbazioni paleoceanografiche e paleoclimatiche che si sono verificate nel Cretacico medio.

L'utilizzo della stratigrafia con gli isotopi del Carbonio, ha permesso di individuare i segmenti delle successioni studiate corrispondenti all'OAE1a dell'Aptiano inferiore (Evento Selli) e all'inizio dell'evento minore OAE1b, del limite Aptiano-Albiano.

L'analisi di questi segmenti, ha permesso di studiare in dettaglio, la risposta della piattaforma carbonatica sud-appenninica a questi eventi anossici, nonché alle crisi di biocalcificazione che si sono verificate nel Cretacico medio.

CAPITOLO I

Le piattaforme carbonatiche del Cretacico dell'Appennino meridionale

1.1 Geologia e paleogeografia dell'Appennino meridionale

L'Appennino meridionale rappresenta una catena a pieghe ed a falde di sovrascorrimento, sviluppatesi a partire dal tardo Mesozoico e tuttora in evoluzione. Esso fa parte di un sistema più ampio che comprende il Nord Africa, la Sicilia e la penisola italiana, generatosi come risposta ai processi di deformazione indotti dalla convergenza tra la zolla africana e quella europea.

Durante il Neogene, processi deformativi compressivi a pieghe e *thrusts* hanno interessato le coperture sedimentarie mesozoiche del margine passivo, generando un complesso accavallamento delle unità tettoniche attraverso strutture tipo *duplex*, smembrate da faglie normali a basso ed alto angolo (Mostardini & Merlini, 1986; Casero et al., 1988; Menardi Noguera & Rea, 2000; Butler et al., 2004) (**fig.1**).

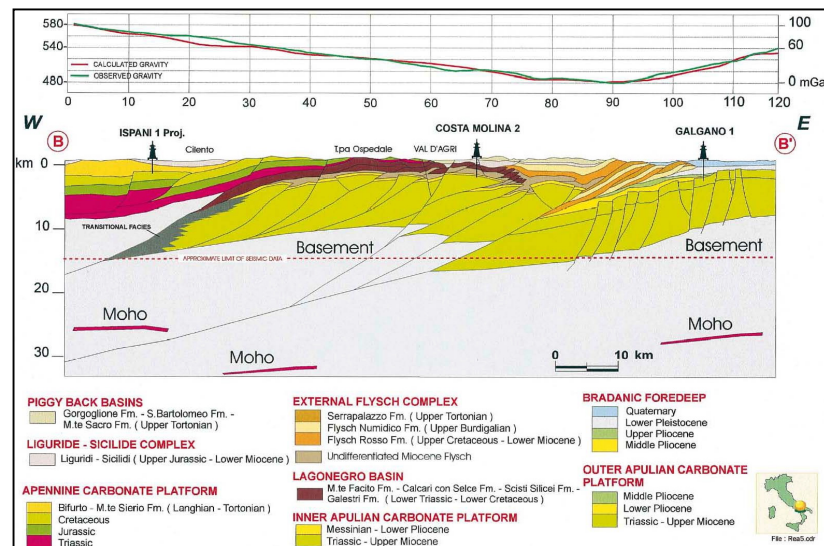


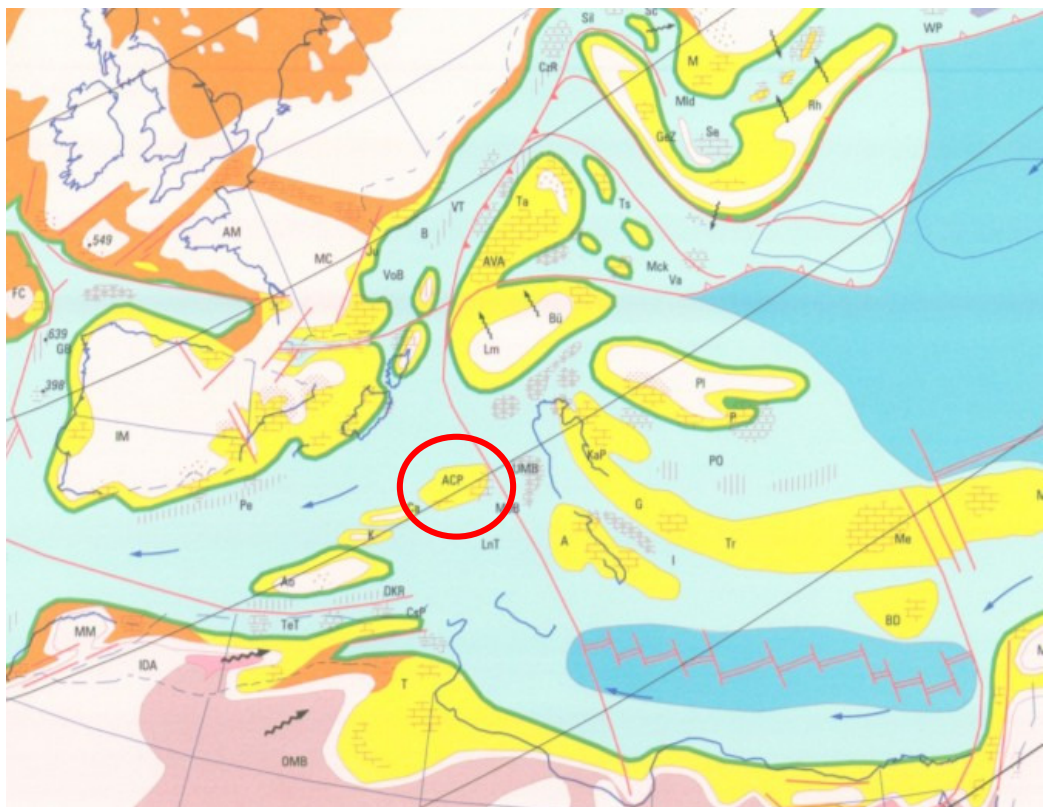
Fig. 1: Geometria di accavallamento delle unità tettoniche che costituiscono l'Appennino meridionale. Noguera & Rea (2000).

Geometricamente, la posizione più alta nella pila di thrust è occupata dalle ofioliti delle unità Liguridi, le quali rappresentano i resti del prisma di accrezione cretaco-paleogenico e dei relativi sedimenti silicoclastici miocenici (Bonardi et al., 1988). Sotto queste unità interne si trovano quelle derivate dalla deformazione delle successioni triassico-paleogeniche di piattaforma carbonatica e di bacino pelagico e i depositi dell'avanfossa neogenica e dei bacini "wedge-top" (D'Argenio et al, 1973; Mostardini & Merlini, 1986).

Dati sismici e pozzi profondi mostrano il completo distacco delle unità alloctone dal loro substrato. Queste costituiscono una complessa pila di falde sovrapposte all'avampaese apulo (piattaforma Apula), caratterizzato da carbonati mesozoico-paleocenici di mare basso coperti da depositi clastici discordanti d'età Messiniano superiore-Pliocene (Mostardini & Merlini, 1986). La Piattaforma Apula, in larga parte indeformata nella sua porzione orientale (Murge e Salento), è coinvolta nella

L'integrazione dei dati di superficie con i dati del sottosuolo derivanti dall'esplorazione petrolifera, ha consentito di migliorare negli ultimi anni, la conoscenza della paleogeografia predeformativa e dell'assetto strutturale dell'Appennino meridionale. In particolare le unità mesozoiche riflettono dal punto di vista paleogeografico un complesso pattern di piattaforme carbonatiche separate da bacini profondi (D'Argenio et al., 1973; Mostardini & Merlini, 1986; Sgrosso, 1988; Patacca et al., 1992). Seguendo il fronte di deformazione da Ovest verso Est, si individuano i seguenti domini: Bacino Tirrenico, Piattaforma Campano-Lucana, Bacino Lagonegrese-Molisano, Piattaforma Apula interna ed esterna. Mostardini & Merlini (1986), individuano un Bacino Apulo posto tra la piattaforma Apula Interna ed Esterna.

L'ossatura dell'Appennino meridionale è costituita da potenti successioni carbonatiche di mare basso mesozoiche deposte sul margine settentrionale dell'Adria, un vasto promontorio che si trovava a nord della Placca africana, al margine meridionale della Tetide (**fig.2**) (Decourt et al., 1993).



Le formazioni di età più antica affioranti in Appennino meridionale sono del Triassico medio e ci sono molte evidenze che la sedimentazione di mare basso fosse diffusa in ampie aree durante il Triassico superiore (D'Argenio & Sgroso, 1974), sia continuata fino alla fine del Cretacico e sia stata, poi, localmente ristabilita durante il Paleogene

(Selli, 1962) e il Miocene inferiore (Selli, 1957). In alcune aree infatti, al top dei livelli del Cretacico affiorano, con spessori massimi di circa 100 m, depositi carbonatici di mare basso di età Paleogenica (Paleocene superiore-Eocene medio) noti come Formazione di Trentinara e/o sedimenti di età Miocenica inferiore rappresentati dalle formazioni di Roccadaspide-Cerchiara e Cusano.

Nel Mesozoico ogni singola piattaforma occupava, nelle aree periadriatiche, tra gli 8.000 km² e i 150.000 km², raggiungendo uno sviluppo longitudinale senza interruzioni trasversali anche di 600-700 km ed una larghezza massima di 150 km (D'Argenio, 1974). Nell'insieme l'acme dello sviluppo di tali piattaforme si è avuto nel Triassico superiore (Carnico), con progressiva diminuzione verso il Terziario.

Sulla base di dati pubblicati (Sartoni & Crescenti, 1962; De Castro, 1962; Selli, 1957), integrati con nuovi dati facenti parte del progetto CARG, è possibile ricostruire una colonna stratigrafica schematica della piattaforma sud-appenninica dal Trias superiore al Miocene (fig.3). Lo spessore complessivo della successione mesozoica affiorante nell'Appennino Meridionale può essere valutato intorno ai 4.000-6.000 m. La porzione riferibile al Cretacico ha spessori massimi valutabili intorno a 1.000-1.200 m.

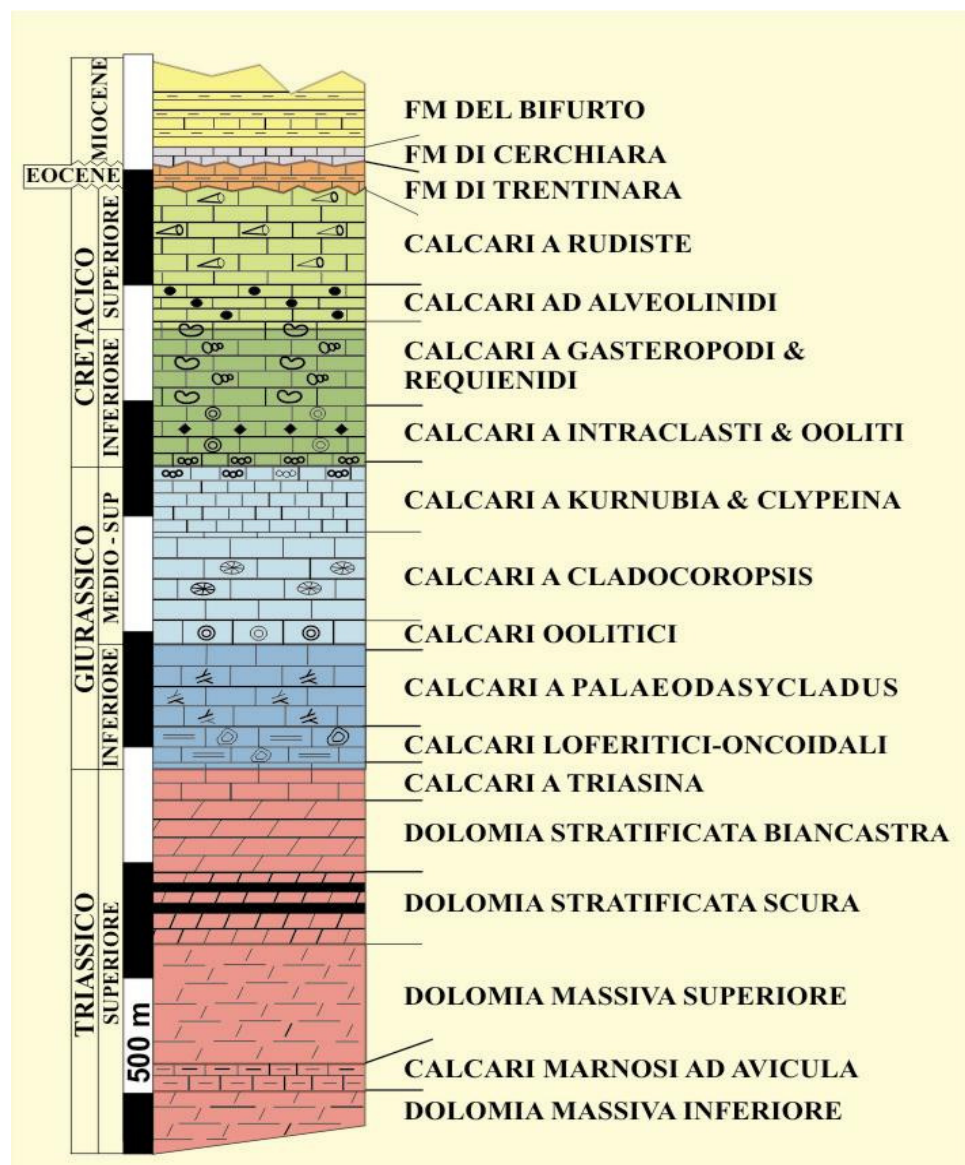


Fig.3: Colonna stratigrafica schematica della successione carbonatica della piattaforma sud-appenninica, dal Triassico superiore al Miocene inferiore.

1.3 Parametri chimici e fisici che regolano la sedimentazione carbonatica di mare basso.

Le piattaforme carbonatiche possono essere definite come dei potenti corpi sedimentari che si originano dallo sviluppo di potenti accumuli di grani scheletrici e/o precipitati non scheletrici all'interno di un ambiente deposizionale di mare basso.

In particolare la precipitazione dei carbonati di mare basso può essere di tipo abiotica, bioticamente indotta e bioticamente controllata (Schlager, 2003). Queste tre modalità di precipitazione hanno contribuito nel tempo geologico a generare tre tipi di “fabbriche carbonatiche” (*carbonate factories*) diverse ovvero: 1) una fabbrica tropicale di mare basso (*tropical shallow-water factory*) caratterizzata da una precipitazione bioticamente controllata da organismi autotrofi e abiotica; 2) una fabbrica di acqua fredda (*cool-water factory*) dominata da precipitati bioticamente controllati da organismi eterotrofi; 3) una fabbrica tipo “*mud-mound*” dominata da precipitati bioticamente indotti e abiotici (fig.4).

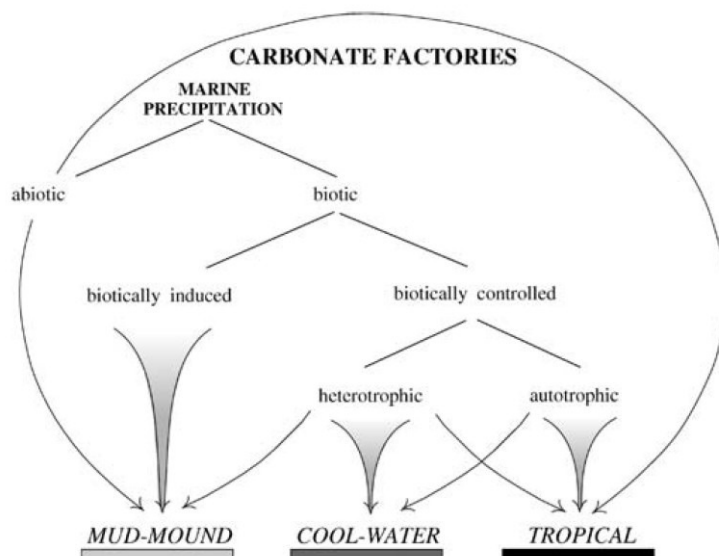


Fig.4: Le tre fabbriche carbonatiche che regolano la precipitazione dei sedimenti carbonatici di mare basso (Schlager, 2003).

La presenza di diverse “fabbriche carbonatiche” si riflette in differenti modalità di accumulo dei sedimenti carbonatici, con facies, composizione e geometrie diverse. In genere una fabbrica di tipo tropicale tende a generare piattaforme orlate (esempi attuali: Bora Bora, Bahamas, Golfo di Suez), mentre nei sistemi non tropicali di acque fredde, si instaurano geometrie tipo rampa (esempi attuali: Florida occidentale, Yucatan), a causa dell’alta energia idrodinamica che rende difficile l’instaurarsi di corpi orlati. Invece la presenza di vari corpi micritici convessi a diverse profondità è la tipica espressione di una fabbrica tipo “*mud-mound*”.

Lo studio delle piattaforme carbonatiche risulta essere generalmente molto complesso, la comparazione dei dati provenienti da sistemi carbonatici moderni fornisce spesso interessanti spunti per lo studio dei loro corrispettivi fossili e ne approfondisce le conoscenze anche se, i sistemi deposizionali attuali, riflettono solo in parte l’ampio range di caratteristiche ed ambienti che si sono instaurati durante la lunga storia di questi sistemi; ciò è dovuto soprattutto al susseguirsi nel tempo di svariati cambiamenti di fattori biologici, geologici e chimici. Molti lavori hanno dimostrato che cambiamenti

del clima e della circolazione oceanica sono i più importanti fattori che regolano le variazioni di composizione dei sedimenti di piattaforma, soprattutto della componente biotica. In particolare è stato dimostrato come il mutare di parametri quali la temperatura e la salinità (Lees & Buller, 1972), la chimica e lo stato di saturazione delle acque (Stanley & Hardie, 1998; Steuber, 2002), nonché la disponibilità di nutrienti (Hallock & Schlager, 1986; Carannante et al., 1998; Mutti & Hallock, 2003), determinino le condizioni limite per la variazione delle associazioni biologiche che caratterizzano un sistema di piattaforma carbonatica. Lees & Buller (1972), hanno messo in evidenza come la sedimentazione carbonatica sia influenzata dalla temperatura e dalla salinità degli oceani.

Inoltre, in base ai gradienti di temperatura e ai cambiamenti di salinità, le diverse associazioni biogeniche sono state classificate in “*chlorozoan*” (dominate da coralli ermatipici e alghe calcaree), “*chloralgal*” (dominate da alghe calcaree) e associazioni di tipo “*foramol*” (a foraminiferi e molluschi). Questo discorso è stato successivamente ripreso ed approfondito da altri autori (Carannante et al., 1988).

James (1997), ha introdotto i termini “*photozoan*” e “*heterozoan*” che caratterizzano per la prima volta le diverse associazioni biotiche in funzione delle caratteristiche trofiche di cui necessitano, e non solo in base alla temperatura (o alla salinità). Un’associazione di tipo “*photozoan*”, tipica della fabbrica carbonatica tropicale, comprende soprattutto coralli ermatipici e alghe verdi e tende ad instaurarsi nelle aree occidentali più calde degli oceani, a temperature superiori ai 18 °C e latitudini tropicali e subtropicali (<30°). Un’associazione tipo “*heterozoan*”, tipica della fabbrica di acqua fredda, può comprendere brozoi, molluschi, piccoli foraminiferi bentonici, echinodermi, brachiopodi e coralli a-ermatipici; essa tende ad instaurarsi generalmente nelle aree orientali degli oceani a temperature inferiori di 20 °C e latitudini da temperate a fredde (>30°). Pomar (2001) ha introdotto i termini “*eufotico*”, per indicare le associazioni di organismi che necessitano di luce abbondante e acque limpide (coralli e alghe calcaree), “*oligofotico*” per indicare quelle associazioni foto-indipendenti in acque più profonde (alghe rosse e grossi foraminiferi).

Sin dal lavoro di Lees & Buller (1972), è cresciuta la consapevolezza della stretta relazione esistente tra la sedimentazione carbonatica e l’apporto di nutrienti (Hallock & Schlager, 1986; Carannante et al., 1988). Il termine “nutrienti” si riferisce principalmente ai fosfati e nitrati richiesti dagli organismi fotosintetici per lo sviluppo cellulare, la crescita e la riproduzione (Hallock, 2001). I tassi di apporto di nutrienti rappresentano il principale meccanismo di controllo per le comunità bentoniche negli ambienti tropicali di mare basso (Hallock & Schlager, 1986). L’apporto di nutrienti è regolato principalmente dai fenomeni di upwelling e da processi di run-off continentale; questo parametro, insieme alla temperatura, la torbidità delle acque, il circolo delle correnti, la profondità della zona eufotica e del termoclino, influenza e regola la sedimentazione carbonatica. A basse latitudini, in base al variare della quantità di nutrienti, possiamo distinguere dal punto di vista ecologico condizioni di tipo oligotrofico, mesotrofico, eutrofico e ipertrofico; queste si differenziano in base agli organismi bentonici dominanti e a determinati fattori di controllo primario (**fig.5**).

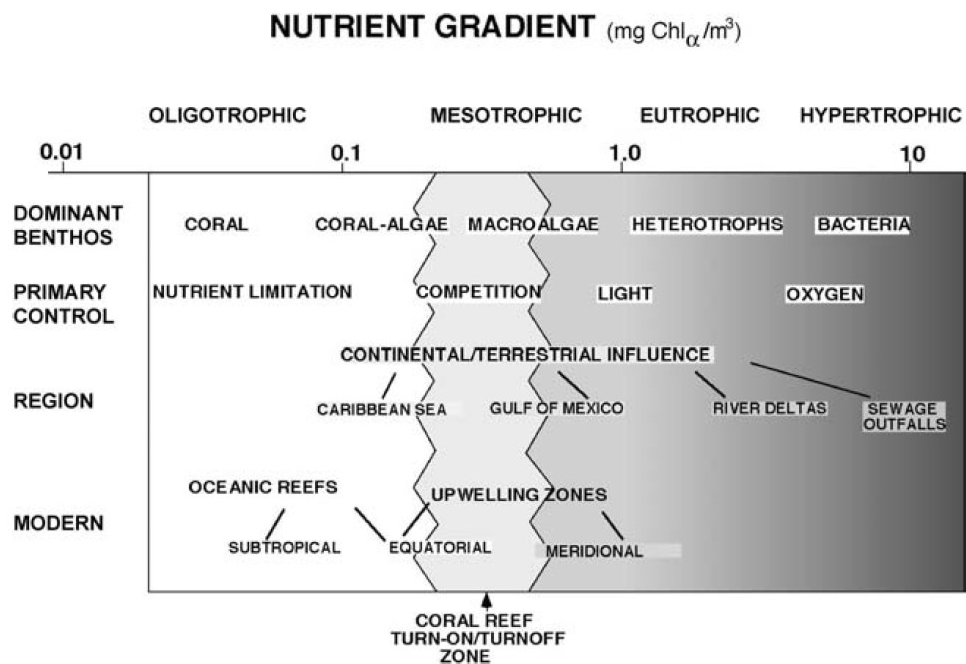


Fig 5: Variazione della quantità di nutrienti (mg di clorofilla/m³), organismi bentonici dominanti e fattori di controllo primario a basse latitudini (Mutti & Hallock, 2003).

Le piattaforme carbonatiche cretacee dell'Appennino meridionale sono state negli ultimi anni oggetto di studi approfonditi (Carannante et al., 1995,1999; Simone et al., 2003) in cui è stata posta molta attenzione soprattutto all'evoluzione in termini di *carbonate factory* e ai cambiamenti che queste piattaforme potrebbero aver registrato in risposta ai maggiori eventi paleoceanografici e paleoclimatici globali del Cretaceo. Le successioni di piattaforma carbonatica dell'Italia centro-meridionale, evidenziano un profondo cambiamento composizionale dei sistemi deposizionali carbonatici di mare basso, a partire dal Cretaceo superiore (Carannante et al.,1995,1999). Il Giurassico e il Cretaceo inferiore sono infatti stati dominati da associazioni di tipo chlorozoan, costituite soprattutto da grani non scheletrici, foraminiferi ed alghe verdi. Da queste si passa gradualmente, a partire dal Cenomaniano superiore, ad associazioni di tipo foramol, dominate da rudiste, alghe rosse, briozoi, echinoidi e prive di grani non scheletrici. Si assiste quindi ad un passaggio da sedimenti più differenziati di mare basso, tipici di una piattaforma parzialmente protetta di tipo tropicale, ad una sedimentazione bioclastica più uniforme che caratterizza una piattaforma più aperta, priva di un margine ben sviluppato e tipica di climi più temperati.

Questa importante transizione è legata anche ad un graduale cambiamento nella mineralogia dominante dei componenti scheletrici e non. Vari autori hanno infatti messo in evidenza come la modificazione sostanziale nella composizione degli organismi produttori di CaCO₃, sia legata al cambiamento di parametri fisici/chimici nelle acque oceaniche causati da eventi geodinamici (Hardie, 1996; Steuber, 2002). Questi processi sembrano aver esercitato un controllo fondamentale sullo stato di saturazione delle acque rispetto alle varie fasi mineralogiche carbonatiche. Variazioni nel tasso di produzione di crosta oceanica avrebbero, nel Cretaceo, modificato significativamente la composizione chimica dell'acqua marina ed in particolare il rapporto Mg/Ca (Stanley & Hardie, 1998); infatti l'alterazione idrotermale di crosta oceanica giovane tende ad abbassare la concentrazione in Mg e fornisce notevole quantità di ioni Ca agli oceani (Wilkinson & Algeo, 1989). Alti tassi del rapporto Mg/Ca favoriscono la precipitazione di aragonite e di calcite alto-magnesiaca, al contrario bassi rapporti Mg/Ca favoriscono la precipitazione di low-Mg calcite (Morse

et al, 1997). Molte evidenze suggeriscono che durante il Fanerozoico sia la mineralogia di componenti carbonatici non scheletrici (Sandberg, 1983), sia la composizione mineralogia dei maggiori produttori di carbonato di componenti scheletrici sia variata in rapporto ai cambiamenti del rapporto di Mg/Ca nelle acque oceaniche (Stanley & Hardie, 1998). Questi dati sembrano quindi indicare come i processi di modificazione che hanno interessato le piattaforme carbonatiche tra il Cretacico inferiore, aragonitico, e il Cretacico superiore, calcitico, siano stati causati da fenomeni tettonici globali che hanno prodotto un eccezionalmente basso rapporto Mg/Ca durante il Cretacico superiore.

1.4 I limiti della Biostratigrafia nei sedimenti di piattaforma del Cretacico medio dell'Appennino meridionale

Per le piattaforme carbonatiche del Cretacico inferiore-medio dell'Appennino meridionale, così come per gran parte del dominio sud-tetideo, si fa riferimento ad ambienti deposizionali di piattaforma che seguono il modello di tipo Bahamiano, costituiti da sedimenti ricchi in molluschi, alghe verdi, foraminiferi bentonici, e grani non scheletrici, quindi ad una *carbonate factory* di tipo tropicale. Analisi di facies, effettuate da studi precedenti su successioni carbonatiche hauteriviano-albiane dell'Appennino meridionale, (Raspini, 1996; Buonocunto, 1994; D'Argenio et al., 1999a,b), hanno permesso di identificare diverse associazioni di litofacies, che variano da ambienti di piana supratidale ad ambienti subtidali di laguna aperta.

Tuttavia, l'eventualità di effettuare studi stratigrafici di alta risoluzione sui sedimenti carbonatici di mare basso del Cretacico medio dell'Appennino meridionale, è spesso fortemente limitata dalla bassa risoluzione stratigrafica ottenibile attraverso il solo utilizzo dei metodi classici della biostratigrafia.

Gli schemi biostratigrafici a cui si fa riferimento per il Mesozoico di piattaforma carbonatica dell'Appennino centro-meridionale, sono quelli di De Castro (1991) e Chiocchini et al. (1994) (fig.7).

SCALA CRONOSTRAT. (Gradstein et al.,2004)		BIOZONE (De Castro,1991)	BIOZONE (Chiocchini et al.,1994)	
89.3	SUP.	TURONIANO	"Pseudocyclammina" spp.	C. gradata & P.reicheli
93.5		CENOMANIANO	Cisalv. fraasi \ Chrysalid. gradata Pseudorhapydionina dubia	P. dubia & P.laurinensis
99.6	INFERIORE	ALBIANO	Peneroplis parvus	Ostracodi & Miliolidi
112.0		APTIANO	Sabaudia minuta	Archaeoalveolina reicheli
125.0			Salpingoporella dinarica	Salpingoporella dinarica
130.0		BARREMIANO	Campanettula capuensis	? Cuneolina scarsellai & Cuneolini camposauri
136.4		HAUTERIVIANO	Cuneolina laurentii	Favreina salevensis & Salpingoporella annulata
140.2		VALANGINIANO	Pseudocyclammina lituus	
145.5 Ma		BERRIASIANO	Salpingoporella annulata Campbelliella striata	

Fig.7: Biozone a foraminiferi bentonici e alghe verdi per l'intervallo Berriasiano-Turoniano dell'Appennino meridionale, secondo gli schemi di De Castro (1991) e Chiocchini et al. (1994).

Tali schemi, caratterizzati da biozonazioni a foraminiferi bentonici ed alghe verdi, nell'intervallo Barremiano-Albiano, presentano una risoluzione biostratigrafica molto bassa, nonché la totale mancanza di precise correlazioni con gli schemi biocronologici standard, basati su biozonazioni ad ammoniti e plancton\ nannoplancton calcareo. Analizzando meglio entrambi gli schemi sopra citati, si nota che in De Castro (1991), l'intervallo Barremiano-Albiano è coperto da solo tre biozone (più la parte terminale della biozona a *Campanellula capuensis*), con una risoluzione biostratigrafica media di 10.13 Ma\biozona, con riferimento allo schema cronostratigrafico di Gradstein et al. (2004). Lo stesso intervallo stratigrafico in Chiocchini et al. (1994) è caratterizzato da quattro biozone (comprendenti più della metà della biozona a *Cuneolina scarsellai* e *Cuneolina camposauri* e la quasi totalità della biozona a Ostracodi e Miliolidi) con una risoluzione media di 7.6 Ma\biozona.

La risoluzione biostratigrafica di bacino basata sulle biozone ad ammoniti del dominio tetideo è di 0.92 Ma\biozona (Gradstein et al., 2004). Si ha un'idea quindi, di quanto la bassa risoluzione biostratigrafica e la mancanza di precise correlazioni con i coevi schemi pelagici ed emipelagici, possano limitare studi di alta risoluzione dei sedimenti di piattaforma del Cretacico medio dell'Appennino centro-meridionale.

Nei sedimenti di piattaforma barremiano-albiani dell'Appennino meridionale, uno degli eventi ben datati biostratigraficamente è il livello ad *Archaeoalveolina reicheli* del Gargasiano medio (**fig.8**), un importante marker esteso in tutto il bacino del Mediterraneo (Fourcade & Raoult, 1973). La presenza del livello ad *A. reicheli* come “*tie-point*” indipendente, permette di avere un importante punto di riferimento, ancorato alla scala cronostratigrafica, su cui basarsi per gli studi di alta risoluzione che questa tesi si prefigge di attuare sui sedimenti di piattaforma barremiano-albiani dell'Appennino meridionale.

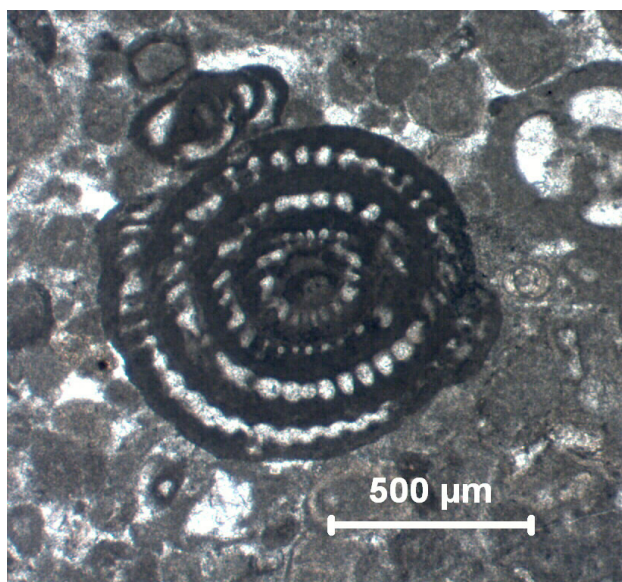


Fig.8: *Archaeoalveolina reicheli*.

CAPITOLO II

Le serie stratigrafiche

Nell'ambito di questa tesi di dottorato sono state studiate tre successioni carbonatiche di mare basso di età Barremiano-Albiano dell'Appennino meridionale affioranti al Monte Croce (Nord di Itri, Latina), sulla dorsale Monte Motola-Monte Vivo (nei pressi di Piaggine, Salerno) e sul Monte Coccovello (nei pressi di Maratea, Potenza) (**fig.1**). Durante il lavoro di campagna, le tre serie sono state oggetto di una descrizione a scala centimetrica e decimetrica delle tessiture, delle strutture sedimentarie e del contenuto fossilifero, utilizzando una lente di ingrandimento 9x, nonché di una campionatura con spaziatura da decimetrica a metrica, in relazione alla qualità dell'affioramento. Le osservazioni svolte in campagna sono state poi integrate con lo studio sedimentologico e biostratigrafico di circa 750 sezioni sottili.

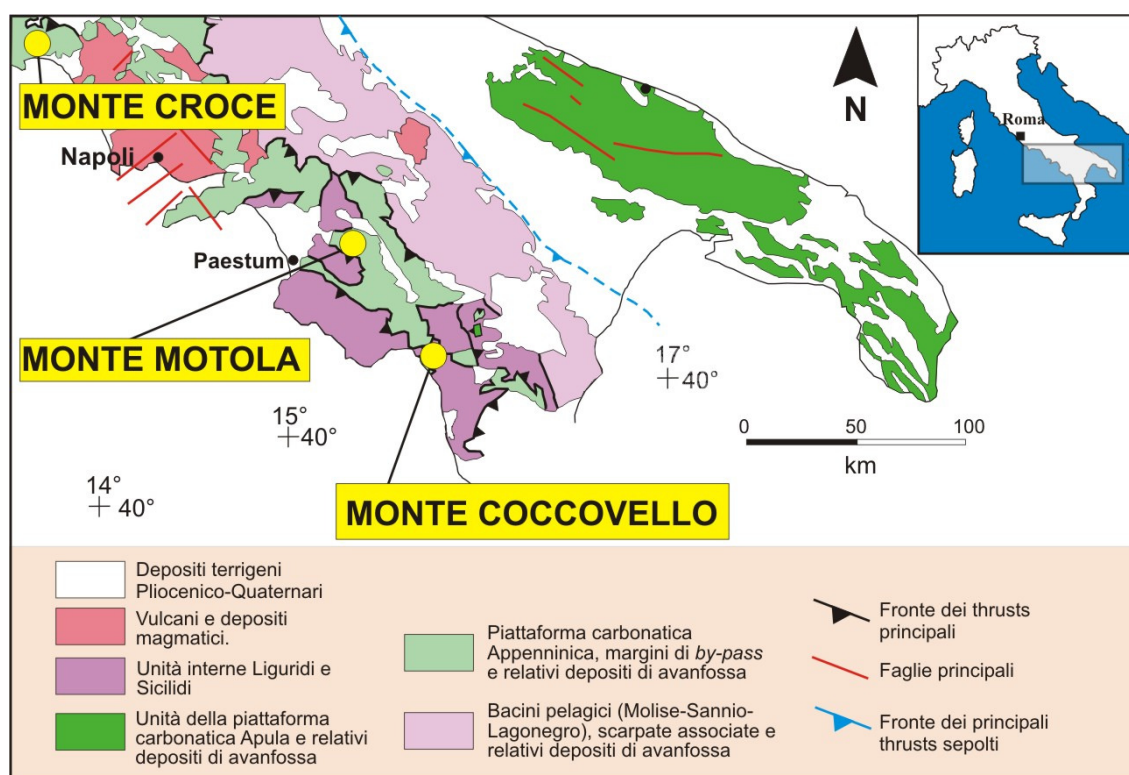


Fig. 1: Carta geologica schematica dell'Appennino meridionale (da Butler et al., 2004, modificata), con ubicazione delle serie studiate.

2.1 Associazioni di litofacies

L'integrazione delle osservazioni di campagna con l'analisi delle microfacies in sezione sottile ha permesso di identificare, nelle tre sezioni studiate, 8 associazioni di litofacies. Esse sono state definite sulla base di litologia, tessitura, componenti (con particolare riguardo alle associazioni fossili) e strutture sedimentarie e sono indicative di ambienti di piattaforma da supratidali a subtidali aperti, come mostrato nel modello deposizionale di **fig.23**. Come accennato nel precedente capitolo, le piattaforme carbonatiche del Cretacico inferiore-medio dell'Appennino meridionale, così come per gran parte del dominio sud-tetideo, sono generalmente inserite in un contesto deposizionale di piattaforma tropicale che a grandi linee riflette il modello Bahamiano. In tale contesto deposizionale la carbonate factory produce sedimenti ricchi di molluschi, alghe verdi, foraminiferi bentonici, e grani non scheletrici (capitolo I). Le associazioni di litofacies riconosciute nelle serie studiate sono analoghe a quelle descritte in altre successioni di piattaforma carbonatica del Cretacico inferiore dell'area sud-tetidea (Raspini, 1998; Pittet et al., 2002; Hillgärtner et al., 2003; Bachmann & Hirsch., 2006). L'interpretazione paleoambientale ricalca in generale quella fornita dagli autori citati.

- **CALCARI A CARACEE E OSTRACODI (AL1)**

Quest'associazione è caratterizzata da mudstone e wackestone con frustuli/oogoni di caracee, ostracodi e piccoli gasteropodi, entrambi a guscio molto sottile; talvolta si riconoscono piccole cavità di dissoluzione a parziale riempimento siltoso-vadoso. La presenza delle caracee permette di interpretare questa facies come legata alla presenza di stagni effimeri supratidali, probabilmente influenzati da afflussi di acque dolci continentali.

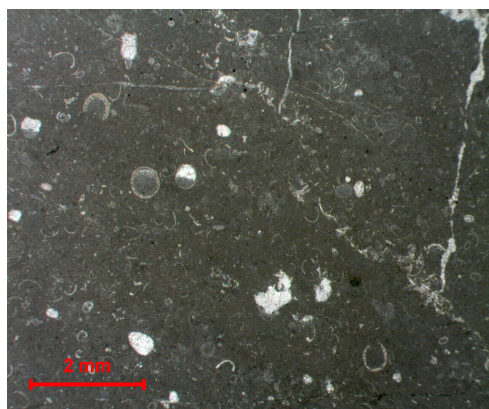


Fig.2: Mudstone/wackestone a ostracodi, caracee e piccole cavità da dissoluzione.



Fig.3: Mudstone a caracee e ostracodi.

- **CALCARI A FENESTRAE E MICROBIALITICI (AL2)**

Questa associazione è caratterizzata da mudstone con cavità da dissoluzione millimetriche, tipo fenestrae e/o birdseyes, e cavità irregolari da millimetriche a centimetriche, spesso parzialmente o completamente riempite da silt vadoso o materiale marnoso/argilloso verdastro o rossastro. Sono presenti anche strutture di dessiccazione tipo *mud-cracks*. Talvolta si riconoscono *black pebbles* e/o granuli arrossati. Il contenuto fossilifero, poco abbondante, è caratterizzato da ostracodi, piccoli miliolidi, piccoli gasteropodi, thaumatoporelle primitive,

spiccole monoassiche di spugna e oogoni di caracee. In alcuni casi è presente un'alternanza millimetrica di lamine algali e/o microbialitiche e lamine di packstone/grainstone finissimi a peloidi microbialitici, talvolta gradati, con rari ostracodi e piccole thaumatoporelle primitive. Talvolta queste facies sono caratterizzate da parziale o totale dolomitizzazione. La presenza di un fabric di tipo “*fenestral*” e di cavità microcarsiche, nonchè la bassa diversità dei componenti scheletrici di questa associazione riflette un ambiente deposizionale di piana tidale o di laguna molto ristretta.

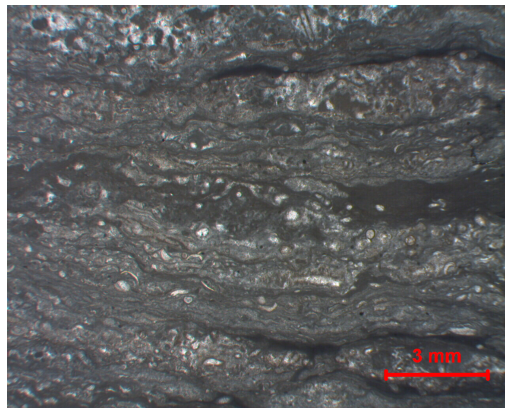


Fig.4: Lamine algali con thaumatoporelle primitive e rari ostracodi.

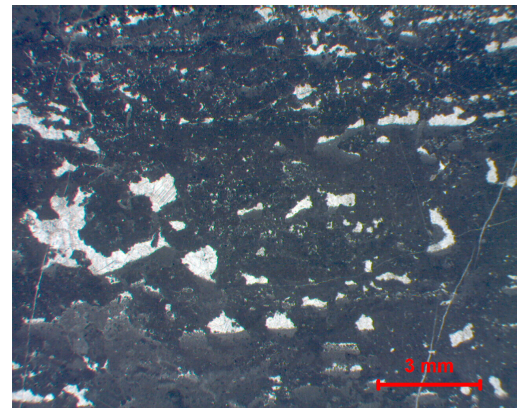


Fig.5: Calcare a fenestrae e cavità da dissoluzione parzialmente riempite da silt vadoso.

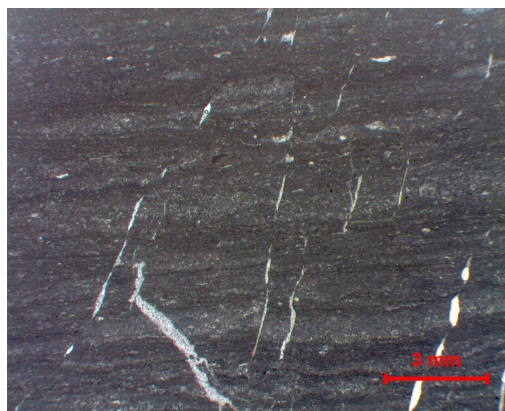


Fig.6: Mudstone sottilmente laminati con strutture verticali da disseccamento.

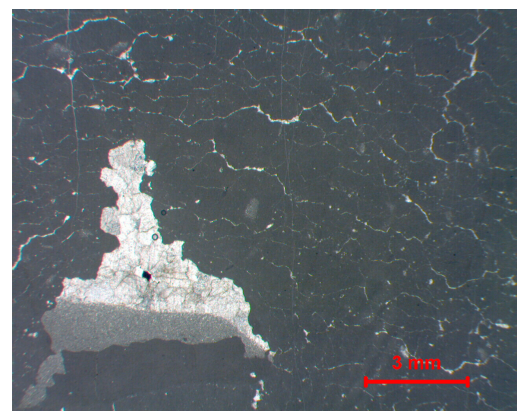


Fig.7: Mudstone con stritture tipo *mud-cracks* e grandi cavità da dissoluzione riempite da silt vadoso .

- **CALCARI MILI-OSTR-ALGALI (AL3)**

Questa associazione è caratterizzata da mudstone, mudstone/wackestone e wackestone con ostracodi, piccoli milioliti e thaumatoporelle primitive; raramente sono presenti gusci sottili di gasteropodi, textularidi, nezzazzatidi, cuneolinidi primitivi e orbitolinidi conici. In misura minore sono presenti piccole cavità da dissoluzione che raramente presentano un parziale riempimento silteoso. La tanatocenosi poco diversificata e la tessitura prettamente fangosa possono far supporre per questa associazione un ambiente subtidale basso di laguna protetta e/o intertidale.

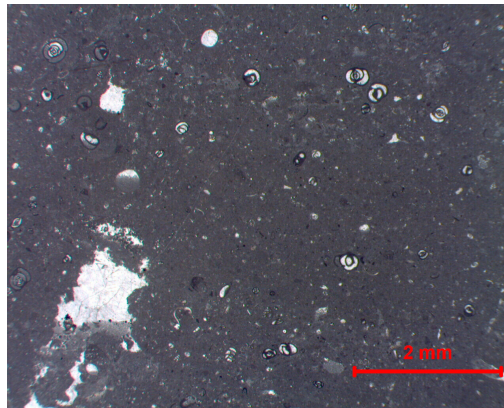


Fig.8: Mudstone con miliolidi, rare taumatoporelle, rari ostracodi e cavità.

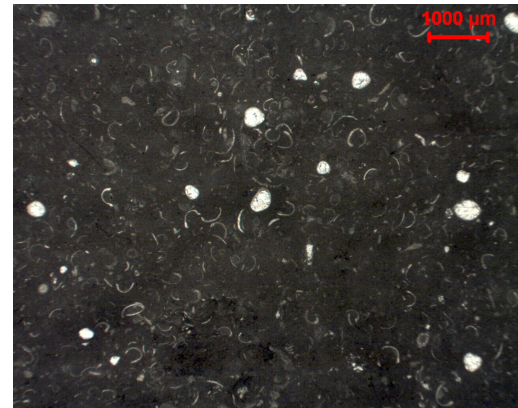


Fig.9: Wackestone a ostracodi e rari piccoli miliolidi.

- **CALCARI BIO-PELOIDALI (AL4)**

Questa associazione di facies è costituita da packstone, packstone/grainstone e grainstone peloidale e intraclastico, con presenza più rara di ooliti, oncoidi e grani aggregati. Il contenuto fossilifero è caratterizzato da macro e microforaminiferi bentonici quali piccoli e grandi miliolidi, cuneolinidi, orbitolinidi, nezzazzatidi, textularidi, nubecularidi, ataxophragminidi e valvulinidi, alghe verdi dasicladali, a luoghi con frammenti di gusci di molluschi e ostracodi. Talvolta sono presenti una laminazione parallela non sempre ben definita e/o gradazione. La presenza dei grainstone bio-peloidali fa pensare a condizioni ambientali di medio-alta energia, la quale tende a diminuire nei livelli di packstone. Tranne rari casi in cui i grani scheletrici sono quasi assenti (grainstone peloidali finissimi), quest'associazione di facies rispecchia un'alta diversità di bio-componenti, ciò fa pensare a livelli medio-alti di ossigenazione delle acque. Facies con le caratteristiche appena elencate sono tipicamente associate a barre sabbiose di ambiente subtidale basso, soggette all'azione delle onde ma strettamente interdigitate alle facies subtidali più fangose.

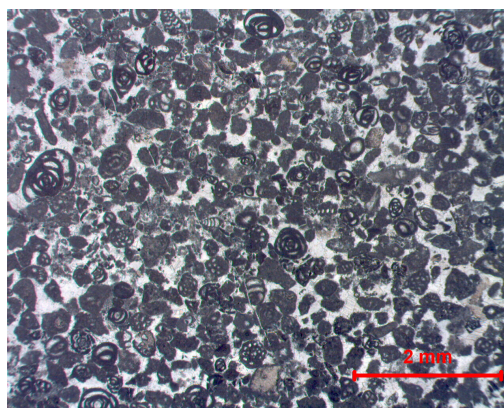


Fig.10: Grainstone fine bioclastico a foraminiferi, frammenti di gusci di molluschi e piccoli intraclasti.

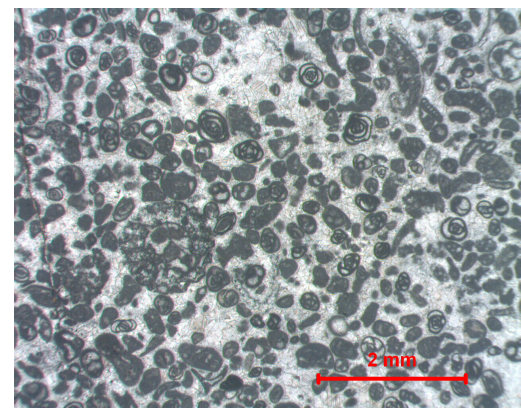


Fig.11: Grainstone fine bioclastico a foraminiferi, frammenti di gusci di molluschi e dasicladali (*S. turgida*). Rari peloidi.

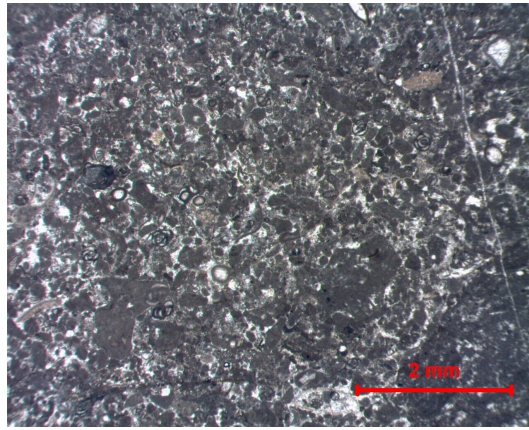


Fig.12: Packstone/grainstone peloidale a foraminiferi, dasicladali e frammenti di gusci di molluschi.

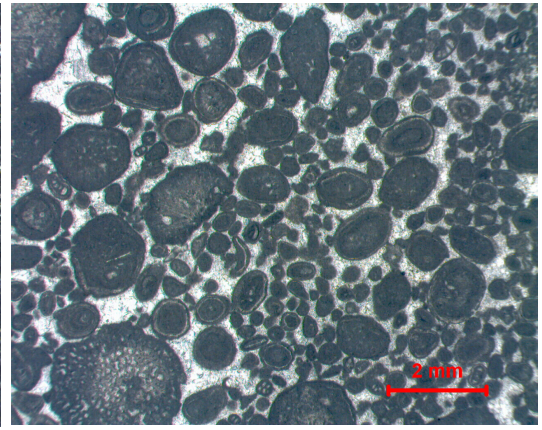


Fig.13: Grainstone oolitico-peloidale con rari foraminiferi e noduli di *Cayeuxia* sp..

- **CALCARI FOR-ALGALI (AL5)**

Questa associazione è caratterizzata da wackestone e wackestone/packstone a foraminiferi bentonici e alghe verdi (principalmente dasicladacee); in misura minore ma non sporadica sono presenti ostracodi, gusci di molluschi tipo piccoli requienidi, ostreidi e gasteropodi, frammenti di echinodermi, noduli di *Lithocodium/Bacinella* e *fecal pellets*. Grani non scheletrici sono quasi assenti e alcuni livelli risultano bioturbati. A quest'associazione è riferita una particolare facies riconoscibile in tutte e tre le sezioni, caratterizzata da una notevole diminuzione della diversità a favore di particolari foraminiferi, i nubecularidi, che, per uno spessore di pochi metri, raggiungono un vero e proprio "acme". La riduzione di diversità potrebbe essere legata ad un aumento del livello trofico nelle acque; i nubecularidi attuali, infatti, vivono come epifiti sulle foglie di piante acquatiche il cui sviluppo è generalmente legato a condizioni mesotrofiche (Brasier, 1975). In ogni modo tale associazione suggerisce un ambiente subtidale basso di laguna aperta, con normale circolazione delle acque e probabili condizioni un pò più ristrette dove diminuisce la diversità a favore dei nubecularidi.

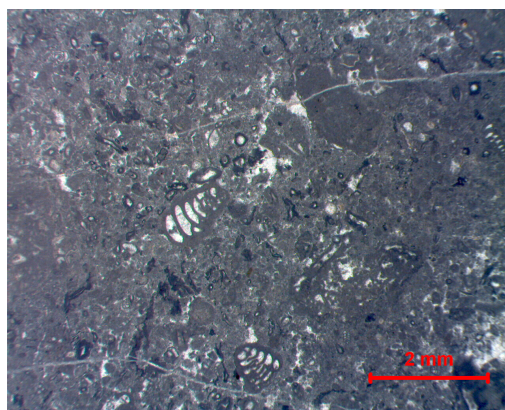


Fig.14: Wackestone/packstone a foraminiferi (nubecularidi e *P. infractetacea*), rare dasicladali e rari intraclasti.

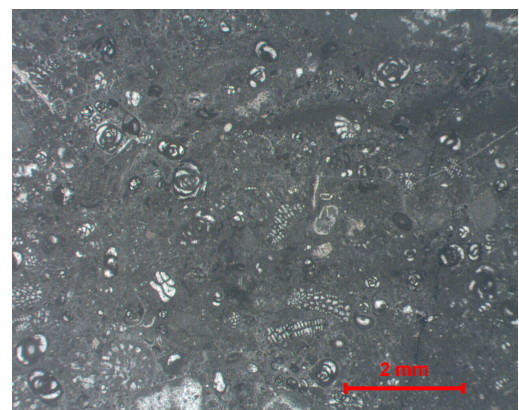


Fig.15: Wackestone a foraminiferi (*C. pavonia*, nezzazzatidi, orbitolinidi conici) e rari frammenti di gusci di molluschi.

- **CALCARI A SALPINGOPORELLA DINARICA (AL6)**

Quest'associazione di facies è caratterizzata da livelli spesso non superano i pochi centimetri di spessore e sono caratterizzati da wackestone e packstone a *S. dinarica* talvolta schiacciate e isorientate rispetto alla stratificazione, rari e piccoli foraminiferi bentonici, ostracodi e peloidi. La *S. dinarica*, è al centro di un interessante dibattito legato al significato del suo scheletro costituito da calcite basso-magnesiaca (caso quasi unico nella famiglia delle dasycladacee), nonché al suo ruolo indicatore di paleo-profondità (Banner & Simmons, 1994). E' stato notato infatti che quest'alga occorre anche a profondità maggiori (fino a 70 m) di quelle che ci si aspetterebbero per le dasycladali (fino a 30 m). Questa particolarità potrebbe derivare dal fatto di possedere un scheletro di calcite basso-magnesiaca. Alternativamente si potrebbe pensare che *S. dinarica*, sia capace di utilizzare lunghezze d'onda di luce minori (blu/viola) per la fotosintesi. I calcari a *S. dinarica*, facies prettamente oligotipica, potrebbero riflettere un ambiente lagunare maggiormente protetto rispetto ai calcari for-
algali prima descritti (Bachmann & Hirsch, 2006); tuttavia il significato di questa facies potrebbe non essere legato esclusivamente a fattori ambientali. Non è da escludere, infatti, che l'abbondanza di questa specie particolare, sia legata a condizioni di elevata salinità o variazioni nella chimica delle acque (rapporto Mg/Ca) (Luperto Sinni & Masse, 1982).



Fig.16: Wackestone/Packstone a *S. dinarica*.

- **CALCARI A MOLLUSCHI (AL7)**

Questa associazione è caratterizzata da floatstone a requienidi e/o gasteropodi; la matrice è costituita da wackestone/packstone e packstone/grainstone a peloidi, intraclasti, micro e macroforaminiferi bentonici, alghe verdi, *Lithocodium/Bacinella* e *fecal pellets*. La tanatocenosi così diversificata di tali depositi fa pensare ad un ambiente abbastanza ossigenato; tuttavia la presenza di matrice per lo più fangosa, permette di interpretarli come sedimenti subtidali di laguna aperta, meno interessati dall'azione delle onde rispetto ai calcari di tipo for-algale.

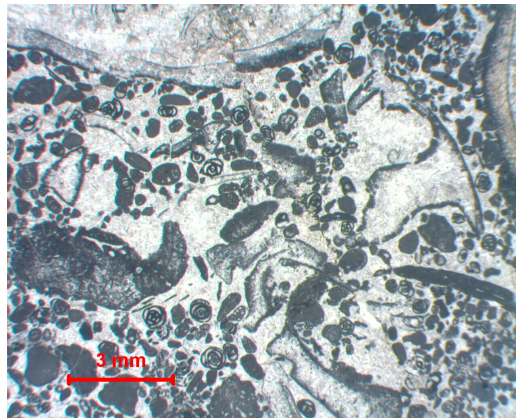


Fig.17: Floatstone a requienidi e gasteropodi in matrice di grainstone a foraminiferi e intraclasti.

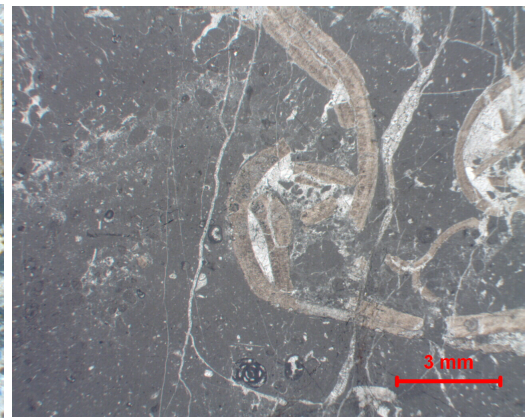


Fig.18: Floatstone a requienidi in matrice di mudstone a foraminiferi e *fecal pellets*.

- **CALCARI A ORBITOLINIDI APPIATTITI (AL8a, AL8b)**

All'interno di quest'associazione sono state incluse due litofacies.

1). La prima è caratterizzata da mudstone/wackestone e wackestone con foraminiferi bentonici, perlopiù orbitolinidi appiattiti riferibili alla specie *Palorbitolina lenticularis*, textularidi, cuneolinidi primitivi, nubecularidi, noduli di *Lithocodium/Bacinella*, frammenti di molluschi ed echinodermi, spicole monoassiche di spugna. I grani non scheletrici, presenti in misura minore, sono oncoidi o intraclasti, raramente peloidi. L'aspetto è talvolta nodulare con strutture stilolitiche. All'interno dei livelli a *P. lenticularis* si osserva la presenza di una facies particolare caratterizzata da binstone oncoidale a *Lithocodium/Bacinella*. Questi livelli generalmente decimetrici, non superano in totale il metro di spessore e in alcuni casi si riconoscono, oltre agli oncoidi, incrostazioni di frammenti di molluschi e orbitolinidi.

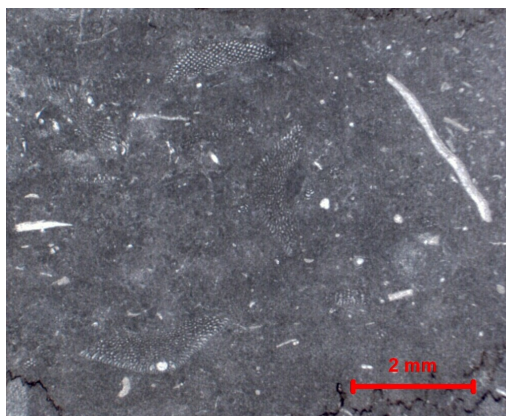


Fig.19: Mudstone/wackestone a orbitolinidi (*P.lenticularis*) e frammenti di gusci di molluschi.

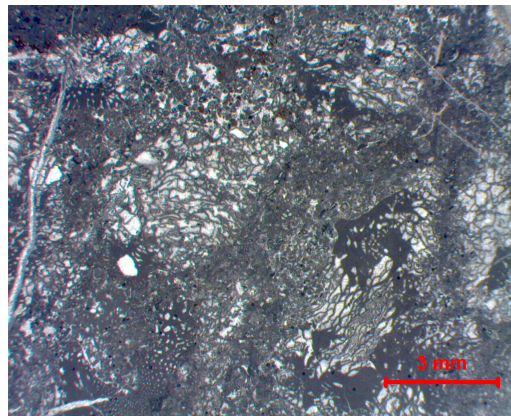


Fig.20: Bindstone a Lithocodium/Bacinella.

2). La seconda litofacies è caratterizzata da livelli di marne, calcari marnosi e packstone ricchissimi d'orbitolinidi riferibili alle specie *Mesorbitolina parva* e *Mesorbitolina texana* (Cherchi et al., 1978); in misura minore sono presenti frammenti di echinodermi, alghe verdi dasicladacee (*S. dinarica*) e microforaminiferi bentonici (textularidi e cuneolinidi primitivi). Abbondanti gli intraclasti micritici, soprattutto nelle porzioni a maggiore componente marnosa. Questa facies rappresenta un importante marker bio-litostratigrafico dell'Appennino meridionale, noto come "livello a Orbitolina". Esso è in genere caratterizzato da una parte basale prettamente marnosa, con un progressivo aumento della componente carbonatica verso l'alto. Il top del livello è infatti calcareo (packstone) e caratterizzato da uno strato che varia dai 15 ai 40 cm, è ulteriormente riconoscibile e correlabile tra le sezioni studiate, essendo lo strato-tipo dell'alga verde codiacea *Boueina hochstetteri moncharmontae* (De Castro, 1963; Cherchi et al., 1978; De Castro, 1991).

Nei livelli studiati, è presente una generale alterazione, che si manifesta attraverso diversi gradi di micritizzazione dei gusci di orbitolinidi e, in misura minore, di codiacee. Tale caratteristica, assieme all'elevata "shelliness" (numero di gusci/cm²), calcolata sia per la parte marnosa che per quella più calcarea, sembra indicare chiaramente, per questi livelli, un tasso di accumulo molto ridotto (Pittet et al., 2002; Di Lucia et al., 2007).

Il significato ambientale delle associazioni ad orbitolinidi del Cretacico inferiore della Tetide, è molto dibattuto (Vilas et al., 1995; Simmons et al., 2000; Jones et al., 2004; Pittet et al., 2002; Bachmann & Hirsch, 2006). Esso è legato soprattutto all'influenza che uno specifico ambiente deposizionale può avere sullo sviluppo di forme più o meno appiattite di tali specie. Pittet et al. (2002) in Oman, suggeriscono per tali associazioni un ambiente mesotrofico di piattaforma intertidale o al massimo subtidale molto basso, influenzato da aumenti di input detritico o di nutrienti. Bachmann & Hirsch (2006), ritengono invece che l'associazione caratterizzata da orbitolinidi appiattiti, frammenti di echinodermi, alghe verdi e rari foraminiferi planctonici è inevitabilmente riferita ad un ambiente di piattaforma più aperto posto al di sotto della linea di base delle onde, anche in base alla tessitura fango-sostenuta e/o nodulare che caratterizzano tali livelli. Quest'ultima interpretazione è in accordo con Vilas et al. (1995) e Jones et al. (2002) i quali interpretano le facies marnose ad orbitolinidi appiattiti del Cretacico inferiore come di *maximum flooding*.

Nelle sezioni da me studiate, le marne a orbitoline riempiono piccole cavità carsiche (fino a 10 cm) che testimoniano un periodo, anche prolungato, di esposizione subaerea della piattaforma. Quindi, evidenze date dalla loro posizione stratigrafica, dall'alto contenuto argilloso e dal ridotto tasso di accumulo, suggeriscono di interpretare queste facies come di ambiente subtidale di laguna aperta, depositatesi durante una fase trasgressiva o di *maximum flooding*. In questo caso la profondità e/o la torbidità delle acque, potrebbero aver esercitato un controllo diretto sulla morfologia degli orbitolinidi.

Anche i calcari a Palorbitoline (AL8a), sembrano indicare un ambiente deposizionale subtidale di laguna aperta dove profondità e/o torbidità delle acque giocano un ruolo importante soprattutto per la particolare l'abbondanza di specie appiattite di orbitolinidi. Inoltre, la tanatocenosi tipicamente subtidale profonda, ed il carattere nodulare di questi livelli confermano quest'interpretazione.

La presenza delle facies a *Lithocodium/Bacinella*, strettamente connesse con quelle a Palorbitoline, supporta la suddetta interpretazione ambientale.

Questi organismi incrostanti (Cherchi & Schroeder, 2006), sono stati riconosciuti in diversi ambienti deposizionali (Hillgärtner et al., 2003) e oltre a poter occupare profondità che arrivano fino a 40 m (Banner & Simmons, 1994), sono stati messi in relazione ad ambienti caratterizzati da condizioni trofiche elevate (mesotrofiche o addirittura eutrofiche) (Neuweiler & Reitner, 1992; Immenhauser et al., 2005).

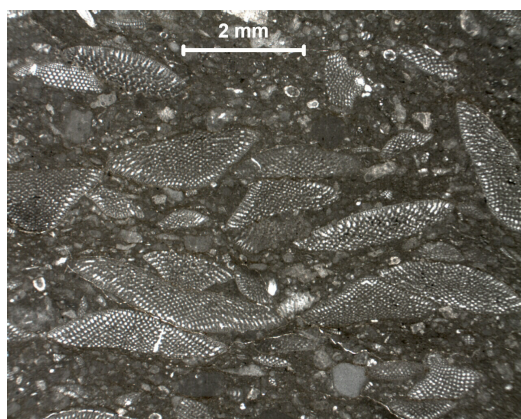


Fig.21: “Livello a Orbitoline”: calcari marnosi a orbitolinidi (*M. parva* e *M. texana*).

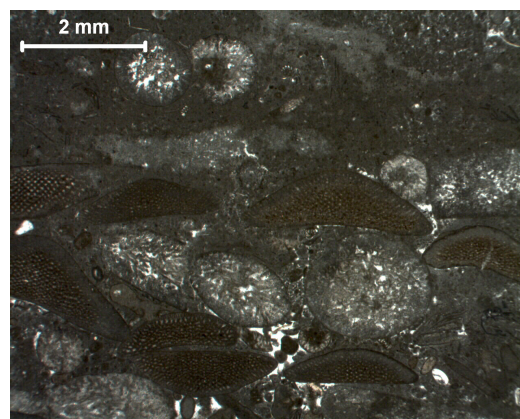


Fig.22: “Livello a Orbitoline”: packstone a orbitolinidi e codiacee (*B. hochstetteri moncharmontae*). Si noti la parziale micritizzazione dei gusci.

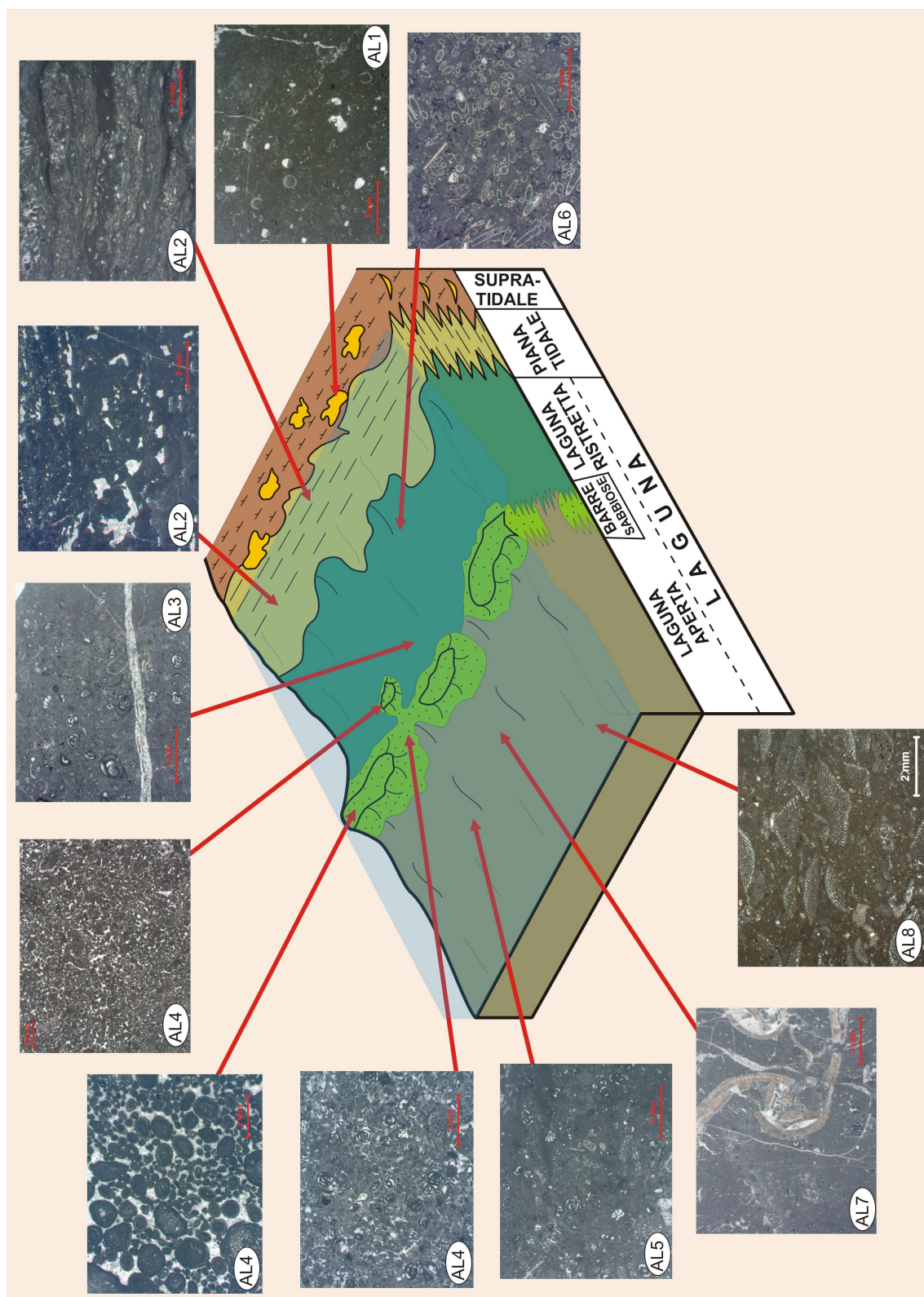


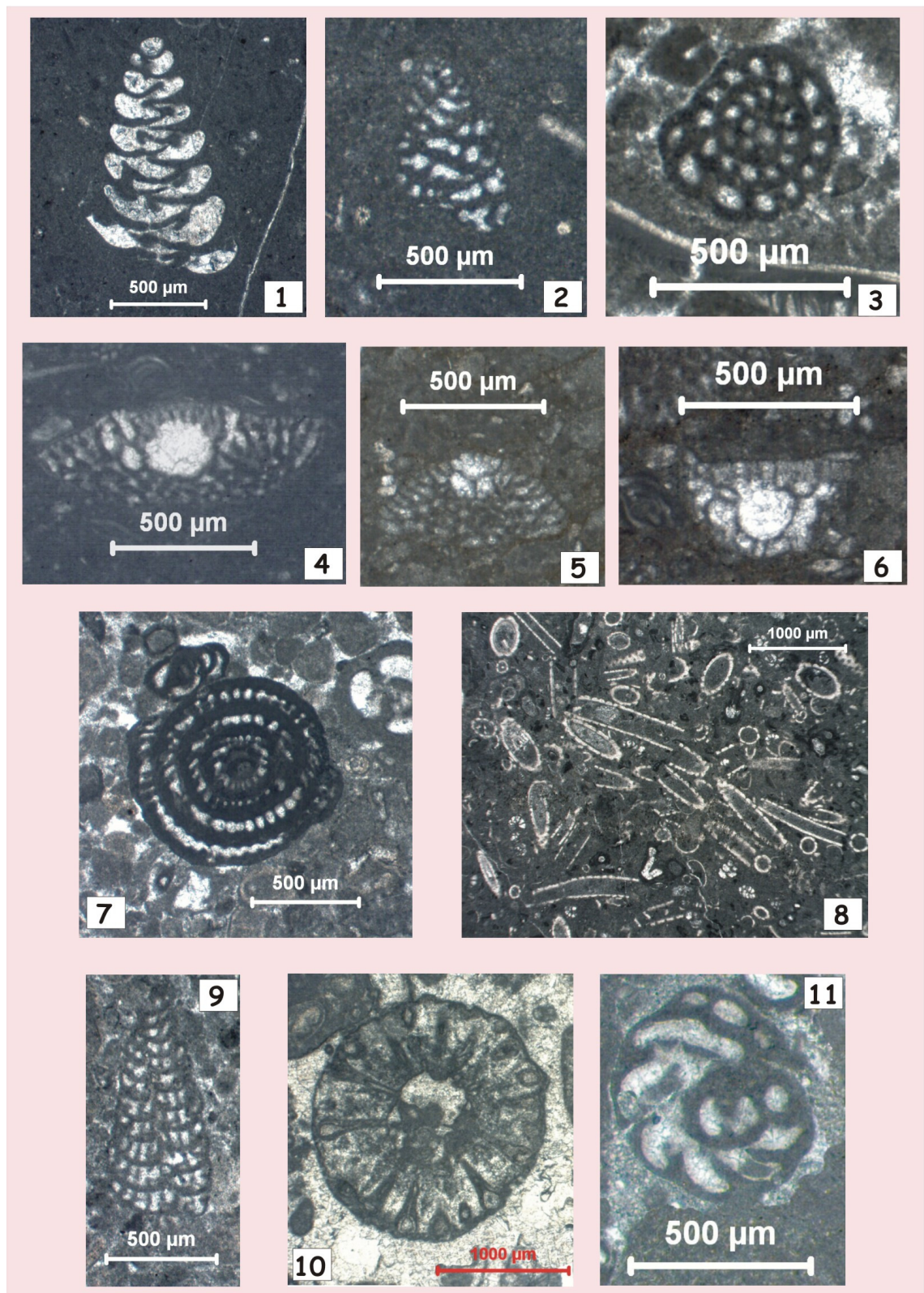
Fig.23: Modello deposizionale ed interpretazione paleoambientale delle associazioni di litofacies riconosciute nelle tre sezioni studiate. Si fa riferimento ad un contesto deposizionale che va da ambienti prettamente supratidali ad ambienti subtidali di laguna aperta. Le sigle AL1, AL2, AL3, AL4, AL5, AL6, AL7 e AL8, fanno riferimento alle associazioni di litofacies individuate.

2.2 Biostratigrafia

Lo studio delle sezioni sottili ha permesso di identificare e di posizionare per ogni sequenza oggetto di studio, i range biostratigrafici (attraverso *First Occurrence* e *Last Occurrence*) delle più importanti specie di foraminiferi bentonici e alghe verdi dasicladacee identificati (**tav.1**). Nello specifico, sono state individuate e utilizzate come elementi di correlazione biostratigrafica tra le tre sezioni i seguenti eventi, elencati in ordine di comparsa:

1. FO di *Praechrysalidina infracretacea*.
2. FO e LO di *Palorbitolina lenticularis*.
3. FO e LO di *Voloshinoides murgensis*.
4. FO e LO di *Debarina hahounerensis*.
5. FO ACME e LO di *Salpingoporella dinarica*.
6. FO di *Mesorbitolina parva* e di *Mesorbitolina texana* (livello a Orbitolina) .
7. FO di *Archaeoalveolina reicheli* (livello ad *A. reicheli*)
8. FO di *Cuneolina pavonia*.
9. FO di *Salpingoporella turgida*.
10. FO di *Peneroplis*.

L'ordine di occorrenza degli eventi sopra elencati, è in accordo con quelli riconosciuti in altri schemi biostratigrafici barremiano-aptiani di piattaforma carbonatica del dominio sud-tetideo (De Castro, 1991; Chiocchini et al., 1994; Simmons, 1994; Velić, 2007; Husinec & Sokač, 2006). In sezione sottile è stato possibile riconoscere anche altre numerose specie di foraminiferi bentonici e alghe verdi che, per occorrenza sporadica, presenza generalmente esigua e/o range biostratigrafico poco ristretto, sono state ritenute di importanza secondaria dal punto di vista biostratigrafico. Esse sono: *Praturlonella danilovae*, *Salpingoporella muehlbergi*, *Salpingoporella melitae*, e *Triploporella marsicana* per le alghe verdi. Per i foraminiferi bentonici sono stati riconosciuti *Glomospira urgoniana*, *Trochamminoides coronus*, *Spiroloculina cretacea*, *Bolivinopsis* cf. *ammovitrea*, *Pseudolituonella conica*, *Cuneolina scarsellai*, *Cuneolina camposaurii* e *Sabaudia minuta*.



Tav.1: Specie principali e livelli marker utilizzati per la correlazione biostratigrafica tra le sezioni studiate. 1) *Praechrysalidina infracretacea*; 2) *Voloshinoides murgensis*; 3) *Debarina hahounerensis*; 4) *Palorbitolina lenticularis*; 5) *Mesorbitolina parva*; 6) *Mesorbitolina texana*, apparato embrionale; 7) *Archaeoalveolina reicheli*; 8) *Salpingoporella dinarica*, acme; 9) *Cuneolina pavonia*; 10) *Salpingoporella turgida*; 11) *Peneroplis*.

2.3 Descrizione delle successioni studiate

2.3.1 Monte Croce

La serie stratigrafica del Monte Croce è ubicata sul versante meridionale dell'omonimo rilievo, facente parte dei monti Aurunci e situato nel comune di Campodimele a nord di Itri (LT) (**fig.24**). La base della serie ($41^{\circ}23'49''\text{N}$ – $13^{\circ}31'57''\text{E}$) è facilmente raggiungibile grazie alla presenza di una strada sterrata che taglia a metà il versante in oggetto. In totale il tratto studiato è caratterizzato da 213,3 m di calcari di piattaforma ben stratificati. Sono presenti rari tratti di roccia non affiorante, dovuti probabilmente alla presenza di livelli con una maggiore componente marnosa, spesso recessivi su versante, che non permettono una descrizione dell'affioramento. La spaziatura media di campionamento è di 0,99 m, essendo stati prelevati 215 campioni. Il “livello a Orbitolina” ed il livello ad *A. reicheli* sono posti rispettivamente a 75,9 m ed a 117,9 m dall'inizio della serie.



Fig.24: Versante meridionale del Monte Croce su cui è ubicata l'omonima serie studiata.



Fig.25: Ortofoto del Monte Croce e ubicazione del tratto descritto e campionato.

La sezione di Monte Croce è stata suddivisa nei seguenti intervalli stratigrafici:

Intervallo A (0 – 38,0 m)

Quest'intervallo parte dalla base della serie fino alla FO di *P. lenticularis* (42,4 m). Esso è caratterizzato da un'alternanza di calcari bio-peloidali (AL4), calcari mili-ostr-algali (AL3) e calcari a fenestrae (AL2). I primi 20 m circa sono caratterizzati da una prevalenza delle facies tidali e supratidali, con diversi episodi di emersione subaerea; questi sono testimoniati da cavità microcarsiche irregolari da millimetriche a centimetriche, spesso riempite da silt vadoso o da materiale marnoso-argilloso verdastro e/rossastro. Solo raramente e soprattutto nelle facies più ristrette, si osserva la presenza di una leggera dolomitizzazione mentre, un livello di circa 1 m di spessore di dolomia fine saccaroide, è presente a 16,9 m dalla base.

Fin dalla base della serie (0,1 m) è presente *P. infracretacea* mentre a 4,6 m si riconosce per la prima volta, la presenza di *S. dinarica*. E' stata inoltre riconosciuta la presenza di, *S. melitae*, *S. muehlbergi*, *T. coronus*, *Cuneolina* sp., *Debarina* sp..

Intervallo B (38,0 m – 67,3 m)

A prevalere in quest'intervallo sono i calcari for-algali (AL5) e, in misura minore, i livelli a Palorbitoline (AL8a). A 58 m e a 67,3 m sono presenti floatstone a requienidi (AL7). Dopo i primi 2 m circa dove a prevalere sono ancora calcari di tipo bio-peloidale, si riconosce, a 45,0 m la FO di *P. lenticularis*. Rispetto all'intervallo A si riscontra in questo tratto di successione, un generale e notevole aumento di frammenti di gusci di molluschi (gasteropodi, requienidi, ostreidi) ed echinodermi. Risultano praticamente assenti evidenze di emersione subaerea. Bindstone a *Lithcodium/Bacinella* si registrano a partire da 53,6 m fino a 59,0 m, ma non in continuità. I nubecularidi non sono mai assenti, soprattutto nei calcari for-algali, tuttavia si registra l'acme di questi particolari foraminiferi a partire da 61,5 m fino ai 65,0 m. La LO di *P. lenticularis* è posizionata a 60,2 m. Il range di *V. murgensis* è interamente compreso in questo intervallo, tra 52,4 m e 65,0 m. A 59,0 m si colloca la FO di *D. hahounerensis*. Negli ultimi 3 m si ritorna ad una prevalenza di facies granulari soprattutto non scheletriche, con la presenza poi, a 67,1 m, del suddetto floatstone a requienidi che chiude l'intervallo. L'esclusiva prevalenza delle facies più aperte che caratterizza questo intervallo denota, a differenza dell'intervallo A, un trend di tipo trasgressivo che probabilmente ha nei livelli a Palorbitoline le facies di maximum flooding. Il contenuto fossilifero di quest'intervallo, oltre agli organismi già accennati, è caratterizzato da *P. infracretacea*, *S. dinarica*, *P. conica*, *Cuneolina* sp., *Glomospira* sp..

Intervallo C (67,1 m – 84,6 m)

Questo intervallo è caratterizzato dai calcari a *S. dinarica* (AL6), alternati a livelli di calcari for-algali (AL5), calcari a fenestrae e microbialitici (AL2) e calcari a orbitolinidi (AL8b) rappresentati dal livello di marne a orbitoline (**fig.26**). Esso si trova a 75,9 m ed ha uno spessore di 35 cm di cui gli ultimi 20 rappresentati dal packstone a orbitolinidi e codiacee (*B. hochstetteri moncharmontae*). Esso è sovrapposto a 70 cm circa di calcari brecciati con ciottoli di mudstone a *S. dinarica* un pò arrossati e a spigoli più o meno vivi, immersi in una matrice marnosa giallastra. Tali livelli brecciati, alternati a mudstone/wackestone con *S. dinarica* si riconoscono anche sopra il "livello a Orbitolina", fino alla fine dell'intervallo. Questi ultimi metri di serie sono caratterizzati

da una pessima qualità dell'affioramento, risultando impossibili da descrivere in dettaglio e da campionare. Evidenze di emersione sono testimoniate dai suddetti calcari brecciati, clastini arrossati e cavità microcarsiche. Le facies marnose a orbitoline sono state interpretate come trasgressive o di maximum flooding mentre la presenza del packstone che chiude il livello, sembra testimoniare quantomeno una diminuzione di profondità o torbidità, necessarie per favorire lo sviluppo delle alghe codiacee. Il livello di marne orbitoline potrebbe rappresentare quindi un ciclo deposizionale di tipo *shallowing-upward*, essendo tra l'altro evidente il fatto di essere sovrapposto e sottoposto a livelli emersivi. Il contenuto fossilifero è rappresentato da *P. infracretacea*, *M. parva*, *M. texana*, *Cuneolina* sp., *D. hahounerensis*, *Glomospira* sp..



Fig.26: Calcarei marnosi del “Livello a Orbitolina” al Monte Croce.

Intervallo D (84,6 m – 119,8 m)

E' caratterizzato da una netta prevalenza di calcari bio-peloidali (AL4) organizzati perlopiù in banchi che superano 1,5-2 m. Questi sono alternati sporadicamente a calcari for-algali (AL5) e a calcari mili-ostr-algali (AL2). Un mudstone a ostracodi e caracee (AL1) chiude l'intervallo. Le rare evidenze di esposizione subaerea, sono rappresentate da cavità microcarsiche a riempimento vadoso, *black pebbles* e/o intraclasti arrossati. La LO di *S.dinarica* si registra a 95,2 m, la FO di *A. reicheli* è a 112,3 m ma questa specie diventa abbondante solo dai 117,9 m, per uno spessore di 90 cm. A 117,9 m si osserva la FO di *C. pavonia*. Purtroppo dai 112,8 m ai 117,0 m la pessima condizione di affioramento degli strati non permette una descrizione della successione. Oltre alle specie descritte il contenuto fossilifero di quest'intervallo è caratterizzato da *P. infracretacea*, *S. minuta*, *Sabaudia* sp., *C. laurentii*, *Cuneolina* sp., *D. hahounerensis*, *P. conica*, *Glomospira* sp..

Intervallo E (119,8 m – 170,0 m)

E' caratterizzato da un'alternanza abbastanza regolare di calcari a fenestrae (AL2), calcari mili-ostr-algali (AL3), calcari bio-peloidali (AL4) e for-algali (AL5). Un floatstone a requienidi e gasteropodi (AL7) chiude l'intervallo.

In generale si nota una leggera prevalenza delle facies subtidali rispetto a quelle intertidali mentre, nei livelli caratterizzati da facies bio-peloidali, lo spessore degli strati aumenta sensibilmente tendendo a banchi con uno spessore medio di 1,5 m.

A diverse altezze si riconoscono livelli laminati, più o meno dolomitizzati e arrossati, che talvolta formano veri e propri orizzonti dolomitici decimetrici al top degli strati. Altre evidenze di emersione sono legate a livelli con intraclasti arrossati e raramente, *black pebbles*, spesso associati agli orizzonti dolomitici. Presenti in misura minore strutture tipo *keystone vugs*. Si riconosce inoltre, a 149,6 m, un orizzonte intensamente bioturbato di circa 20 cm di spessore.

Il contenuto fossilifero è caratterizzato da *P. infracretacea*, *A. reicheli*, *S. minuta*, *Sabaudia* sp., *C. laurentii*, *Cuneolina* sp., *C. pavonia*, *P. conica*, *Glomospira* sp., *Spiroloculina* sp..

Intervallo F (170,0 m – 213,2 m)

L'ultimo tratto è caratterizzato prevalentemente da calcari bio-peloidali (AL4) e calcari mili-ostr-algali (AL3). Anche in quest'intervallo non mancano orizzonti parzialmente o totalmente dolomitizzati e spesso arrossati. Abbondanti intraclasti micritici arrossati, associati agli orizzonti dolomitizzati suggeriscono evidenze d'emersione subaerea, testimoniate in misura minore da cavità microcarsiche a riempimento rossastro. A 177,6 m si registra la FO di *S. turgida* mentre a 207,6 m la FO di *Peneroplis*. Il contenuto fossilifero è caratterizzato da *P. infracretacea*, *S. minuta*, *C. laurentii*, *Sabaudia* sp., *Cuneolina* sp., *C. pavonia*, *Glomospira* sp., *Spiroloculina* sp., *Nummoloculina* sp., *Nezzazzatinella* sp..

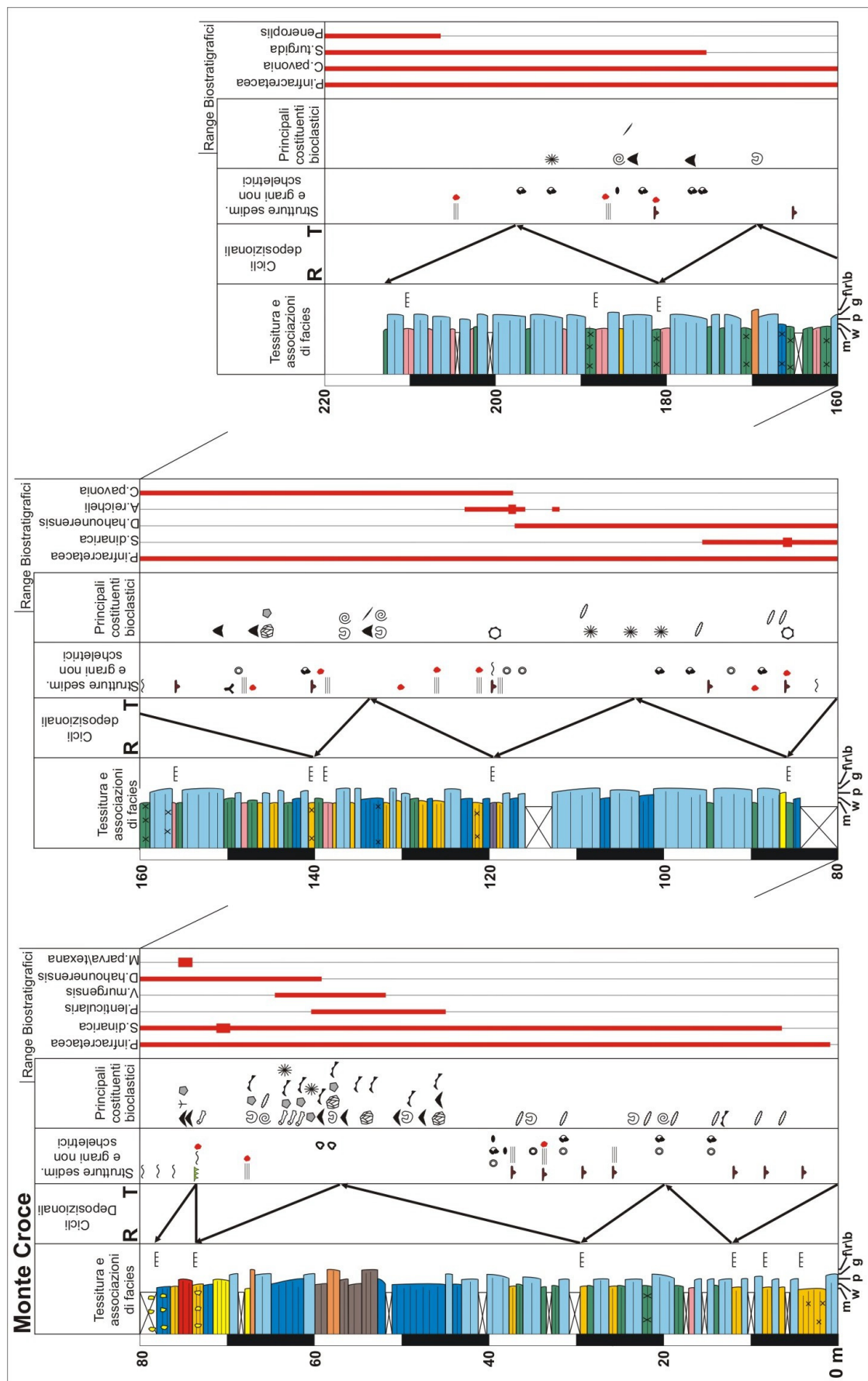


Fig.27: Monte Croce, colonna litologica e sedimentologica; cicli deposizionali, principali costituenti bioclastici e distribuzione biostratigrafica delle principali specie di foraminiferi bentonici e alghe verdi. Per il colore assegnato ad ogni associazione di litofacies si rimanda alla legenda posta di seguito.

Legenda










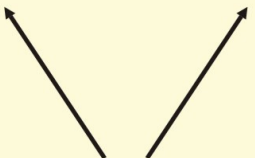
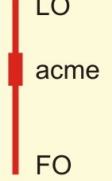

























Associazioni di Litofacies	Tessiture	Cicli Deposizionali	Distribuzione Biostratigrafica
 AI1  AI2  AI3  AI4  AI5  AI6  AI7  AI8a  AI8b	m = mudstone w = wackestone p = packstone g = grainstone f = floatstone r = rudstone b = bindstone	Regressivo Trasgressivo 	
Strutture sedimentarie e grani non scheletrici		Principali costituenti bioclastici	
 Superfici di esposizione subaerea  Cavità da dissoluzione, fenestrae e birdseye  Cavità microcarsiche  Superfici nodulari  Laminazione parallela  Bioturbazione  Clasti rossastri  Black pebbles  Ooliti  Grani aggregati  Oncoidi  Fecal pellets		 Orbitolinidi appiattiti  Orbitolinidi conici  Nubecularidi  Dasycladali  Codiacee  Lithocodium  Requienidi  Gasteropodi  Ostreidi  Echinidi  Coralli solitari  Spicole di spugna  Caracee	

Fig.28: Legenda relativa ai logs litologici e sedimentologici di fig. 27, fig.31 e fig.35.

2.3.2 Monte Motola-Monte Vivo

La serie del Monte Motola affiora sul versante meridionale dell'omonimo rilievo mentre un'ulteriore sezione, in sovrapposizione ed in continuazione stratigrafica con la prima, è stata descritta e campionata sul versante meridionale del Monte Vivo, un rilievo ribassato per faglia rispetto al Monte Motola. (**fig.29**)

La dorsale Monte Motola-Monte Vivo, fa parte del settore campano-lucano della piattaforma carbonatica Sud-appenninica. Essa è situata circa 5 Km a Nord dell'abitato di Piaggine (SA). La base della serie descritta sul Monte Motola, ($40^{\circ}21'52''N - 15^{\circ}25'44''E$) è facilmente raggiungibile dal Santuario della "Madonna del Vivo", situato sulla vetta del Monte Vivo e ai piedi del Monte Motola. Il tratto campionato sul Monte Vivo affiora sul taglio stradale di un sentiero in salita che porta al Santuario della "Madonna del Vivo". La serie è caratterizzata in tutto il suo spessore, da 271,4 m di calcari ben affioranti. Sono stati prelevati 231 campioni, con una spaziatura media di campionamento pari a 1,17 m/campione.

Il livello ad *A. reicheli* è posto a 125,1 m dalla base della serie mentre il "livello a Orbitolina" è assente.



Fig.29: Ortofoto di parte della dorsale del Monte Motola – Monte Vivo. Le linee nere indicano gli spessori descritti e campionati sui due versanti.



Fig.30: Particolare del versante meridionale del Monte Motola. Si può notare come lo *stacking pattern* degli strati evidenzia cicli di spessore decametrico.

La sezione del Monte Motola – Monte Vivo è stata suddivisa nei seguenti intervalli stratigrafici:

Intervallo A (0 – 77,4 m)

Dalla base della serie fino alla FO di *P. lenticularis* (77,4 m). L'intervallo è caratterizzato da calcari mili-ostr-algali (AL3) e a fenestrae (AL2) e, in misura leggermente minore da calcari bio-peloidali (AL4). Nei primi 30 m prevalgono le facies più ristrette e fangose di ambiente tidale, in cui numerose evidenze di emersione sono testimoniate da cavità microcarsiche irregolari, da millimetriche a centimetriche al top di strati nodulari, riempite da materiale marnoso-argilloso verdastro/giallastro o, talvolta, da silt vadoso; frequenti anche cavità tipo fenestrae e *birdseye*.

Oltre questi primi 30 m, l'alternanza tra facies più e meno ristrette risulta più regolare. Da 49,8 m a 55,3 m non è stato possibile descrivere e campionare la serie per mancanza di strati affioranti. Oltre questo “buco” prevalgono, fino alla fine dell'intervallo, facies subtidali. Evidenze d'emersione subaerea sono frequenti e ben riconoscibili soprattutto nei primi 30 m.

Il contenuto fossilifero di quest'intervallo è caratterizzato da: *P. infracretacea*, *S. melitae*, *S. muehlbergi*, *S. dinarica*, *P. danilovae*, *Debarina* sp., *Pseudocyclammina* sp., *Cayeuxia* sp., *C. scarsellai*, *S. minuta*.

Intervallo B (77,4 m – 102,2 m)

Quest'intervallo inizia con la FO di *P. lenticularis*. A prevalere nei primi 10 m sono le facies subtidali più aperte costituite dai calcari a Palorbitoline (AL8a), dai calcari for-algali (AL5) e dai calcari a molluschi (AL7). La presenza di questi ultimi rafforza il notevole e generale aumento di frammenti di gusci di molluschi (gasteropodi, requienidi, ostreidi) ed echinodermi a cui si assiste in quest' intervallo, come osservato anche nella serie del Monte Croce.

Bindstone a *Lithocodium/Bacinella* si registrano a partire da 81,6 m, per uno spessore massimo di un metro mentre i nubecularidi, presenti fin dalla base dell'intervallo, tendono ad aumentare intorno ai 95,5 m. La LO di *P. lenticularis* si colloca a 84,3 m mentre il range di *V. murgensis*, interamente compreso in quest'intervallo, si colloca tra 84,2 m e 89,7 m. La FO di *D. hahounerensis* è invece a 84,3 m. A partire da 98,1 m è presente un tratto di 3,0 m, caratterizzato da copertura vegetale, che non ha permesso di descrivere e campionare. A 101,9 m, è presente un floatstone a requienidi e gasteropodi (AL7) che chiude l'intervallo.

Chiare evidenze di emersione subaerea si riconoscono prima del tratto con copertura; esse sono rappresentate da cavità centimetriche microcarsiche con riempimento verdastro, *black pebbles* e fenestrae. Questo intervallo è caratterizzato, rispetto al precedente, da facies esclusivamente subtidali che, come evidenziato anche al Monte Croce, denotano un trend trasgressivo che probabilmente ha nei livelli a Palorbitoline le facies di *maximum flooding*. Oltre agli organismi già descritti, quest'intervallo è caratterizzato da: *P. infracretacea*, *S. dinarica*, *C. scarsellai*, *Triploporella* sp., *Pseudocyclammina* sp., *Cuneolina* sp., *Spiroloculina* sp., *Glomospira* sp.

Intervallo C (102,2 m – 129,5 m)

I primi 5 metri di quest'intervallo sono caratterizzati da un'alternanza, spesso millimetrica, di calcari a *S. dinarica* (AL6) e calcari a ostracodi e caracee (AL1), intercalati a sottili strati marnoso-argillosi. A partire da 107,1 m e fino ai 121,0 m, si

assiste ad un brusco passaggio verso le facies più granulari dei calcari bio-peloidali (AL4), stratificati in banchi, con uno spessore medio di 1,5 m. Da questo punto e fino alla fine dell'intervallo, caratterizzato da un floatstone a requienidi (AL7), si assiste ad un'alternanza di calcari mili-ostr-algali (AL3), a fenestrae (AL2) e bio-peloidali (AL4).

I livelli più ricchi di *S. dinarica* (acme) si collocano dai 103,5 m ai 103,8 m, prima della LO della stessa che avviene a 109,6 m. Il livello ad *A. reicheli* si colloca a 125,1 m

I primi e gli ultimi metri dell'intervallo sono caratterizzati da evidenze d'emersione subaerea, con cavità microcarsiche a riempimento marnoso-argilloso, fenestrae e *black pebbles*.

Del livello di marne a orbitoline, che nelle altre sezioni studiate è stato rilevato al di sotto dell'acme di *S. dinarica*, non ne è stata rilevata la presenza. I motivi potrebbero essere due: 1) il suddetto livello si trova all'interno del tratto con copertura vegetale che chiude il precedente intervallo; 2) è mancante, vista la presenza delle chiare evidenze di emersione subaerea che caratterizzano gli ultimi metri dell'intervallo B. Oltre ai suddetti organismi l'intervallo è caratterizzato da *P. infracretacea*, *D. hahounerensis*, *P. conica*, *Sabaudia* sp., *S. minuta*, *C. camposauri*?, *C. scarsellai*, *Triploporella* sp., *Pseudocyclamina* sp., *Cuneolina* sp., *Spiroloculina* sp., *Cayeuxia* sp., *Glomospira* sp. .

Intervallo D (129,5 m – 205,6 m)

In questo intervallo calcari mili-ostr-algali (AL3), a fenestrae (AL2) e raramente a caracee (AL1), si alternano ai calcari bio-peloidali (AL4), e for-algali (AL5). In generale l'intervallo è caratterizzato da una prevalenza delle facies più ristrette; sono presenti, infatti, numerose evidenze di emersioni subaeree. Esse sono testimoniate da cavità millimetriche e centimetriche riempite da silt vadoso o da materiale argilloso, associate sia a *black pebbles* e clastini millimetrici arrossati, sia a cavità planari millimetriche tipo fenestrae e/o *birdseye*; non mancano strutture di dessiccazione tipo *mud cracks*.

La FO di *C. pavonia* si registra a 137,3 m; a 163,8 m compare *S. turgida* mentre a 193,5 c'è la FO di *Peneroplis*.

Il contenuto fossilifero è caratterizzato da: *P. infracretacea*, *A. reicheli*, *S. minuta*, *Sabaudia* sp., *C. laurentii*, *Cuneolina* sp., *Nezzazzatinella* sp., *C. pavonia*, *P. conica*, *Nummuloculina* sp., *Glomospira* sp., *Spiroloculina* sp.

Intervallo E (205,6 m – 271,4 m)

Quest'ultimo intervallo, è caratterizzato, come il precedente, da una quasi totale prevalenza di calcari a fenestrae (AL2) e calcari miliostralgali (AL3). I livelli a calcari bio-peloidali (AL4), tendono ad aumentare solamente nei primi e negli ultimi 15 m dell'intervallo. Floatstone a requienidi (AL7) sono presenti a 210,2 m e 238,0 m. Un livello di calcari a caracee ed ostracodi (AL1) è presente a 259,1 m.

Sono molteplici le evidenze di emersione subaerea, in virtù del carattere prettamente ristretto che le facies presentano in questo intervallo. Si riconoscono soprattutto superfici nodulari caratterizzate da materiale marnoso che riempie cavità microcarsiche da millimetriche a centimetriche. Presenti inoltre livelli con un fabric prettamente "fenestrale", e in misura minore *black pebbles* e clasti arrossati. In genere i livelli caratterizzati dai calcari bio-peloidali, si sviluppano in banchi con uno spessore massimo di 1,5 m.

Il contenuto fossilifero è caratterizzato da: *P. infracretacea*, *S. minuta*, *Sabaudia* sp., *C. laurentii*, *Cuneolina* sp., *Nezzazzatinella* sp., *C. pavonia*, *Nummuloculina* sp., *Glomospira* sp., *Spiroloculina* sp..

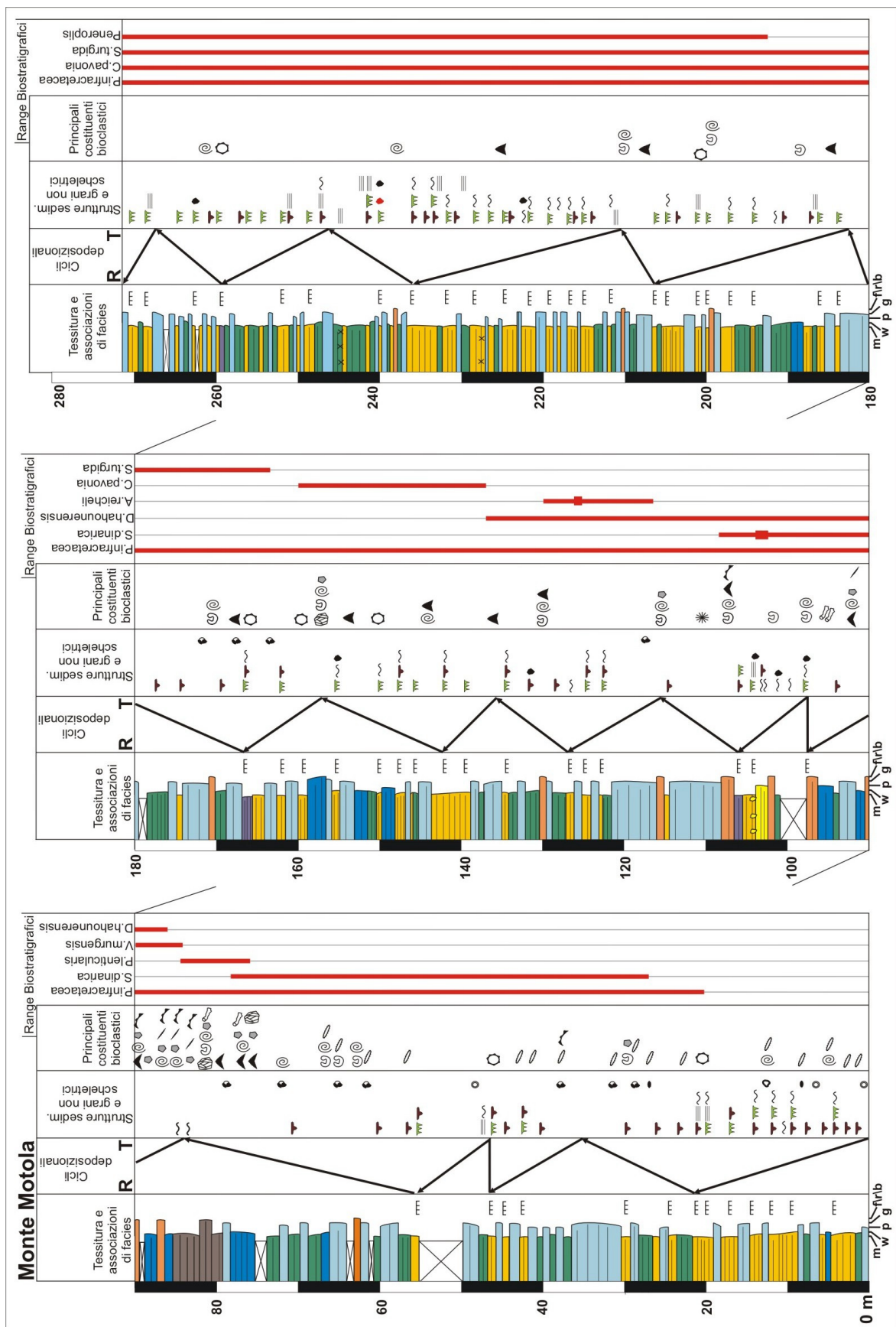


Fig.31: Monte Motola, colonna litologica e sedimentologica; cicli deposizionali, principali costituenti bioclastici e distribuzione biostratigrafica delle principali specie di foraminiferi bentonici e alghe verdi. Per la legenda si rimanda alla figura 28.

2.3.3 Monte Coccovello

La serie descritta e campionata sul Monte Coccovello affiora sul versante meridionale dell'omonimo rilievo omoclinale, nei pressi di Maratea (PZ). La base della potente (circa 1000 m) successione carbonatica del Monte Coccovello è datata come Hauteriviano (Cotecchia et al., 1996) mentre a pochi metri dalla vetta, sui calcari a radiolitidi del Senoniano, poggiano i depositi calcarei e calcareo-marnosi eocenici della formazione di Trentinara (Selli, 1962). A causa della scarsa qualità di alcuni tratti di successione dovuta a coperture vegetali, durante la descrizione e il campionamento, ci si è spostati lateralmente, lungo i vari costoni del versante (**fig.32**), seguendo strati guida o banchi molto spessi, in modo da ottenere una descrizione quanto più completa possibile. La serie è caratterizzata da uno spessore di 160,4 m. Sono stati prelevati 158 campioni, con una spaziatura media di campionamento pari a 1,0 m/campione. Il “livello a Orbitolina” ed il livello ad *A. reicheli* si collocano rispettivamente a 77,9 m e a 110,8 m dalla base della serie ($40^{\circ}02'33''\text{N} - 15^{\circ}42'26''\text{E}$).

Fig.32: Ortofoto del versante meridionale del Monte Coccovello e tratti descritti e campionati sui vari costoni.

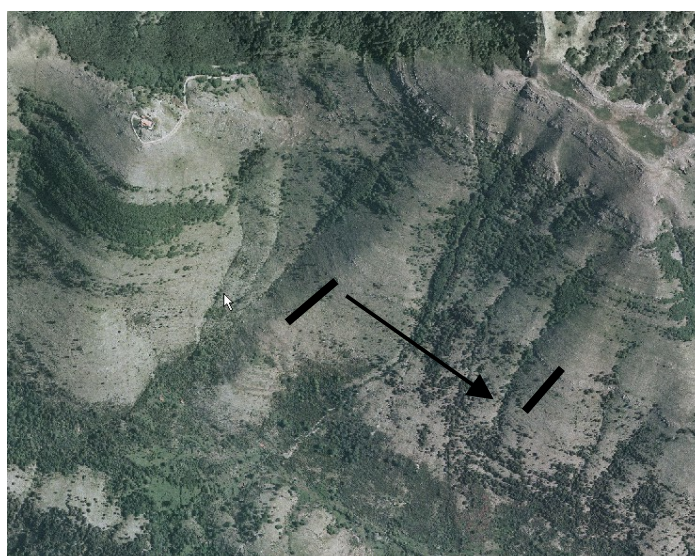


Fig.33: Particolare del versante meridionale del Monte Coccovello. Lo *stacking pattern* degli strati rivela una ciclicità a scala decametrica.

La serie stratigrafica del Monte Coccovello è stata suddivisa nei seguenti intervalli:

Intervallo A (0 m – 66,6 m)

Quest'intervallo è caratterizzato nella quasi totalità, dai calcari a fenestrae e microbialitici (AL2); Calcari mili-ostr-algali (AL3) e Calcari bio-peloidali (AL4) sono presenti in rarissimi livelli; i primi soprattutto nella parte bassa dell'intervallo (da 8m a 14 m), i secondi a partire dai 54 m e fino alla fine dell'intervallo. Alla base della serie, è presente un floatstone a requienidi (AL7).

L'intervallo è comunque caratterizzato da una netta prevalenza delle facies intertidali rispetto a quelle subtidali, di laguna protetta e/o aperta. Gli strati si presentano spesso scuri e finemente laminati, a testimonianza di un ambiente molto ristretto e poco ossigenato. A dominare sono dei mudstone con cavità di dissoluzione e calcari a lamine millimetriche microbialitiche, a volte alternate a livelli millimetrici di materia organica amorfa. Talvolta gli strati calcarei intertidali presentano un accenno di dolomitizzazione con cristalli di dolomite, addensati in tasche o in lamine millimetriche. Questi talvolta evolvono in livelli di dolomia più o meno grossolana e spesso arrossata.

Dai caratteri appena descritti di questo intervallo, non ci si stupisce della regolare presenza di spessori recessivi non affioranti, che spesso superano il metro. Dai 22,6 m ai 35,6 m, all'interno di alcuni dei suddetti spessori recessivi, affiorano diversi livelli decimetrici ma molto discontinui lateralmente, di brecce supratidali, caratterizzate da clasti centimetrici di mudstone dolomitizzati immersi in una matrice marnosa rossastra, che a volte vanno a riempire cavità al top degli strati sottostanti. Come accennato precedentemente, negli ultimi metri dell'intervallo si registra un aumento delle facies subtidali, che precedono i primi livelli a *P. lenticularis*.

Soprattutto nella parte bassa dell'intervallo, le evidenze d'emersione subaerea sono continue, testimoniate da clasti arrossati, cavità microcarsiche riempite da silt vadoso, da materiale marnoso-argilloso verdastro/rossastro o dai livelli brecciati sopra descritti. Il contenuto fossilifero è caratterizzato da: piccoli miliolidi, ostracodi, caracee, textularidi, valvulinidi, nubecularidi, thaumatoporelle primitive, molluschi, *Lithocodium/Bacinella*, *P. infracretacea*, *S. melitae?*, *S. muehlbergi*, *S. dinarica*, *Trochamminoides* sp., *Cuneolina* sp., *Debarina* sp..

Intervallo B (66,6 m – 91,2 m)

La facies caratteristica dei primi 8 m di quest'intervallo (fino a 78,7 m) sono i calcari a Palorbitoline (AL8a), che passano poi ai calcari for-algali (AL5). A 83,7 m e 86,4 m sono presenti due livelli di floatstone a requienidi (AL7) (**fig.34**); tra questi, a 85,2 m, si riconosce un primo livelletto di marne a orbitoline (AL8b). Queste sono intercalate e/o infiltrate all'interno di cavità centrimetriche poste al top dei sottostanti strati calcarei caratterizzati da mudstone a caracee, ostracodi e cavità da dissoluzione (AL1).

Da 86,4 m a 90,7 m la qualità dell'affioramento è pessima; si possono in ogni caso riconoscere alcuni livelletti "in posto" di calcari marnosi ad orbitoline spalmati al top di strati calcarei. L'intervallo, si chiude in corrispondenza del top del "livello a Orbitolina" caratterizzato, come anche al Monte Croce, da un packstone a orbitolinidi (*M. parva* e *M. texana*) e codiacee (*B. hochstetteri moncharmontae*) di circa 40 cm. A 69,0 m si registra l'occorrenza dei bindstone a *Lithocodium/Bacinella* che non superano, in

livelletti non continui, il metro di spessore. La FO di *P. lenticularis* e *V. murgensis* è posta a 70,8 mentre, a 81,2 m, si registrano le facies dominate dai nubecularidi. La FO di *D. hahounerensis* è a 78,7 m, mentre la LO di *V. murgensis* è a 82,4 m. Il primo livello di calcari a *S. dinarica* (AL6), schiacciate in lamine millimetriche e isoorientate, si registra invece a 84,3 m.

Oltre agli organismi già descritti, quest'intervallo è caratterizzato da: piccoli miliolidi, ostracodi, ataxophragminidi, textularidi, nezzazzatidi, thaumatoporelle primitive, dasicladacee, coralli solitari, spicole di spugna, molluschi, echinodermi, *P. cormyi*, *P. infracretacea*, *P. conica*, *Cuneolina* sp., *Spiroloculina* sp., *Glomospira* sp., *Bolivinopsis* sp..



Fig.34: Intervallo B, floatstone a sottili gusci di requisenidi (86,4 m).

Intervallo C (91,2 m – 110,8 m)

Quest'intervallo segna il passaggio verso una prevalenza dei calcari bio-peloidali (AL4) alternati, nei primi 4 m dell'intervallo, ai calcari a *S. dinarica* (AL6), nel resto dell'intervallo, ai calcari a fenestrae e microbialitici (AL2). Purtroppo non mancano tratti di successione non affioranti, dovuti alla probabile presenza di livelli più marnosi e quindi più teneri ed erodibili. Il primo metro dell'intervallo è caratterizzato da un grainstone a ooliti calcitiche radiali, al di sopra del quale la *S. dinarica* raggiunge, a 94,2 m, il suo acme, prima di estinguersi a 95,3 m. Il livello ad *A. reicheli*, posto a 110,8 m, chiude l'intervallo. Superfici di esposizione subaerea sono evidenti al top di livelli intertidali e in corrispondenza di alcuni tratti non affioranti con aspetto nodulare-marnoso, ad esempio quello posto sotto l'acme di *S. dinarica*. Altre evidenze sono date da cavità da dissoluzione e clasti da millimetrici a centrimetrici arrossati.

Il contenuto fossilifero di quest'intervallo è caratterizzato, oltre agli organismi già citati da: piccoli e grandi miliolidi, ostracodi, nubecularidi, ataxophragminidi, textularidi, nezzazzatidi, thaumatoporelle primitive, dasicladacee, caracee, coralli solitari, molluschi, echinodermi, spicole di spugna, *P. infracretacea*, *D. hahounerensis*, *P. conica*, *Sabaudia* sp., *C. laurentii*, *C. camposauri*?, *Sabaudia* sp., *S. minuta*, *Cuneolina* sp., *Glomospira* sp..

Intervallo D (110,8 m – 160,4 m)

Questo intervallo presenta un'alternanza di calcari a fenestrae e microbialitici (AL2), calcari bio-peloidali (AL4). In generale c'è una netta prevalenza delle facies più ristrette intertidali su quelle subtidali, almeno nei primi 30 m. Infatti, a partire da 142 m, un livello di floatstone a requienidi e gasteropodi (AL7), marca un'inversione di tendenza verso una prevalenza delle facies subtidali. Gli ultimi 3 m sono caratterizzati da mudstone scuri laminati e dolomitizzati che passano, verso l'alto, a livelli dolomitici grossolani finemente laminati. Non mancano, da 145,6 a 146,9 m, livelli di mudstone a caracee e ostracodi (AL1).

Sono molto frequenti, al top dei cicli, livelli nodulari-marnosi, cavità millimetriche e centimetriche riempite da silt vadoso o da materiale argilloso, associate sia a *black pebbles* e clastini millimetrici arrossati, sia a cavità planari millimetriche tipo fenestrae e/o birdseye.

A 144,8 m si registra la FO di *C. pavonia* mentre *S. turgida* appare a 153,4 m.

Il contenuto fossilifero è caratterizzato da: piccoli e grandi milioliti, ostracodi, dasycladacee, textularidi, cuneolinidi, valvulinidi, lituoliti, frammenti di molluschi, *P. infracretacea*, *S. minuta*, *Sabaudia* sp., *C. laurentii*, *Nezzazzatinella* sp., *P. conica*, *Nummuloculina* sp., *Glomospira* sp., *orbitolinopsis* sp..

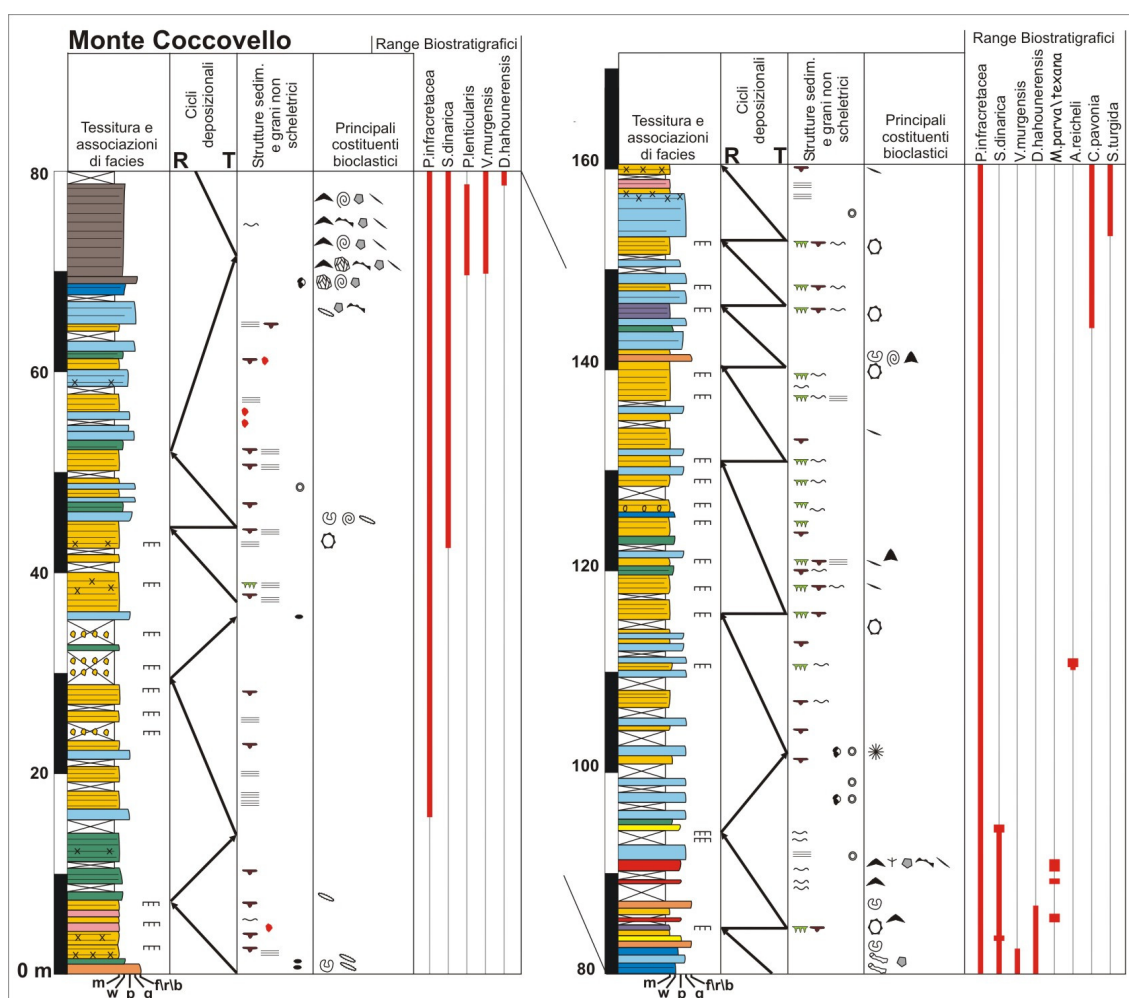


Fig.35: Monte Coccovello, colonna litologica e sedimentologica; principali costituenti bioclastici e distribuzione biostratigrafica delle principali specie di foraminiferi bentonici e alghe verdi. Per la legenda si rimanda alla figura 28.

CAPITOLO III

Stratigrafia isotopica

La chemostratigrafia nasce dall'applicazione delle metodologie della geochimica alla stratigrafia e si occupa dello studio delle variazioni nel tempo della composizione chimica delle rocce sedimentarie. Il presupposto per l'utilizzo di tale strumento si basa sulle variazioni fisico-chimiche che l'acqua marina può subire nel corso dei tempi geologici e che possono essere registrate dalle rocce sedimentarie, sia a livello della loro composizione in elementi maggiori, minori o in tracce, sia nei rapporti isotopici di alcuni dei composti chimici che le costituiscono. La chemostratigrafia ha avuto inizio con i lavori di Arrhenius (1952), che ha notato un apparente sincronismo nelle fluttuazioni della percentuale di CaCO_3 in due carote prelevate in corrispondenza della dorsale del Pacifico orientale e con quelli di Emiliani (1955), che ha messo in evidenza la possibilità di distinguere diversi stadi isotopici partendo dalle curve di variazione del $\delta^{18}\text{O}$ riscontrate nelle carote campionate nell'Atlantico settentrionale e nei Caraibi. Una fase cruciale dello sviluppo della stratigrafia isotopica è venuta con le crociere DSDP per poi progredire negli anni '80, durante i quali questa disciplina, si è imposta come metodo di correlazione indipendente da affiancare alle scale bio-e magnetostratigrafiche. I limiti della biostratigrafia da un lato (lacune, diagenesi, rimaneggiamento, controllo ambientale/climatico) e quelli della magnetostratigrafia dall'altro (eventi di polarità non univoci, preservazione del segnale magnetico), hanno messo in evidenza l'importanza della stratigrafia isotopica come metodo di correlazione indipendente.

Inizialmente e fino alla fine degli anni '70, è stata utilizzata solo la stratigrafia con isotopi dell'ossigeno; da quel momento in poi numerosi studi si sono occupati anche delle variazioni del rapporto isotopico $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ (Scholle & Arthur, 1980; Schlanger & Jenkins, 1976). Negli ultimi 20 anni la stratigrafia con gli isotopi del carbonio è stata sempre più utilizzata come strumento atto ad aumentare la risoluzione stratigrafica attraverso datazioni e correlazioni di alta risoluzione in sequenze pelagiche e di mare basso.

3.1 Isotopi stabili

Gli isotopi di uno stesso elemento hanno differenze di massa e di energia che si riflettono nelle proprietà chimiche e fisiche. Essi si ritrovano in natura in rapporti ben determinati, caratterizzati dalla dominanza di uno di essi. In una molecola dove due isotopi dello stesso elemento sono presenti, l'isotopo con massa più leggera è più reattivo dell'isotopo pesante. Un cambiamento nel rapporto dei due isotopi durante una reazione dalla fase A alla fase B, come durante la precipitazione di una fase minerale, è chiamato frazionamento. Ogni reazione isotopica è definita da un coefficiente di frazionamento α :

$$\alpha_{A-B} = R_A/R_B \quad (1)$$

dove R_A e R_B sono il rapporto dell'isotopo più pesante rispetto a quello più leggero in fase A e in fase B rispettivamente.

Un'altra comune e utile relazione è la seguente:

$$\varepsilon_{A-B} = (\alpha_{A-B} - 1) \times 10^3 \quad (2)$$

dove ε_{A-B} è il fattore di arricchimento.

Solo pochi tra gli elementi più leggeri, come O e C, hanno isotopi con una differenza relativa di massa tale da causare un distinguibile frazionamento in natura. I due più abbondanti isotopi dell'ossigeno sono ^{16}O e ^{18}O . I due isotopi stabili del carbonio sono ^{13}C e ^{12}C .

La composizione isotopica di O e C di un campione è espressa in relazione ad uno standard che ha una composizione isotopica conosciuta, per mezzo delle notazioni $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$, riportate in unità per mille (‰).

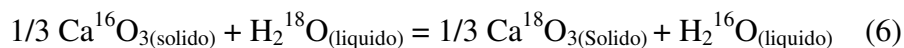
$$\delta^{18}\text{O} = \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{Sample}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{Standard}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{Standard}}} \right] \times 10^3 \quad (3)$$

Lo standard isotopico per l'ossigeno e per il carbonio utilizzato per le rocce carbonatiche è noto come PDB (*Belemnite americana* dalla "Pee Dee formation" di età cretacea della South Carolina). In aggiunta, la composizione isotopica dell'ossigeno dell'acqua, e frequentemente dei carbonati, è espressa relativamente alla SMOW (Standard Mean Ocean Waters). Le equazioni di conversione tra $\delta^{18}\text{O}$ PDB e $\delta^{18}\text{O}$ SMOW e viceversa (Friedman & O'Neil, 1977) sono:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1,03086 \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 30,86 \quad (4)$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = 0,97002 \delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} - 29,98 \quad (5)$$

I valori di $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ possono essere positivi (quando il rapporto isotopico è maggiore del rapporto isotopico dello standard corrispondente) o negativi (quando il rapporto isotopico è minore del rapporto isotopico dello standard corrispondente). Il frazionamento isotopico durante la precipitazione di una fase minerale avviene in genere in condizioni di equilibrio, regolata dalla seguente equazione:



Lo studio e l'utilizzo della stratigrafia con gli isotopi dell'ossigeno e del carbonio, necessita della conoscenza e della comprensione dei diversi fattori che controllano la variazione dei rapporti isotopici. Nei carbonati biogeni infatti, il rapporto isotopico registrato può risultare diverso da quello del fluido marino originario di precipitazione. Questo "non-equilibrio" di precipitazione è causato in molti casi da processi biologici, che vengono indicati in genere come "effetto vitale". Lowenstam (1961) ha osservato come alcuni organismi secernono carbonato di calcio in equilibrio isotopico (O e C) con le acque che li circondano, mentre altri esercitano un controllo sulla composizione isotopica del guscio, producendo gusci la cui composizione isotopica si discosta dall'equilibrio.

McConnaughey (1989) ha distinto due tipi di effetto vitale. Il primo, di tipo cinetico, è associato al tasso di accrescimento del guscio mentre il secondo, di tipo metabolico, è associato ai processi di fotosintesi e di respirazione. Lo scostamento che l'effetto vitale

genera in un rapporto isotopico, rispetto a una precipitazione all'equilibrio, varia a seconda dei diversi gruppi di organismi. Mentre i brachiopodi e la maggior parte dei molluschi sembrano precipitare il guscio in condizioni molto prossime all'equilibrio, altri gruppi come gli echinodermi, i coralli e le alghe calcaree, comunemente formano carbonati con composizione isotopica lontana dall'equilibrio (Swart, 1983; Marshall, 1992).

3.1.1 Isotopi dell' Ossigeno

La composizione isotopica dell' ossigeno in un minerale carbonatico che è precipitato in equilibrio con l'ambiente è determinata dalla composizione isotopica e dalla salinità del fluido dal quale il minerale è precipitato e dalla temperatura di precipitazione. La precipitazione di CaCO_3 da una soluzione, come detto nel precedente paragrafo, può causare un significativo frazionamento isotopico. Tuttavia, in molte circostanze, è un processo che si sviluppa all'equilibrio, cosicché la composizione in $\delta^{18}\text{O}$ del minerale precipitato è in relazione alla composizione del fluido dal quale precipita attraverso un fattore di frazionamento che dipende dalla temperatura.

In generale un aumento della temperatura produce valori negativi di $\delta^{18}\text{O}$ e viceversa. La dipendenza del frazionamento isotopico alla temperatura, è stata notata per la prima volta da Emiliani (1955), analizzando il $\delta^{18}\text{O}$ nei foraminiferi planctonici del Pleistocene. Egli ha messo in evidenza come, durante la secrezione del guscio, si fosse prodotto un frazionamento isotopico che variava con la temperatura.

Shackleton e Opdyke (1973) hanno dimostrato che le fluttuazioni del rapporto isotopico dell'ossigeno sono legate prevalentemente al rapporto isotopico iniziale dell'acqua da cui ha luogo la precipitazione e, solo subordinatamente, alla temperatura alla quale questo processo avviene.

La composizione isotopica dell'ossigeno delle acque superficiali attuali è interessata da processi di evaporazione, condensazione e mixing di masse d'acque. La composizione isotopica dell'ossigeno delle acque piovane è interessata invece da processi di frazionamento cinetico che accompagna sia l'evaporazione iniziale dal mare sia la condensazione.

Le acque meteoriche hanno una composizione isotopica negativa poiché H_2^{16}O ha una pressione di vapore maggiore di H_2^{18}O e tende a evaporare più facilmente dagli oceani (Marshall, 1992). Generalmente questa composizione isotopica decresce con l'altitudine e la latitudine, nonché procedendo dalla linea di costa verso l'interno della terraferma. L'attuale composizione isotopica dell'ossigeno relativa alle acque oceaniche superficiali a latitudini equatoriali si attesta intorno ad un valore del $\delta^{18}\text{O}$ di $+0,5\text{‰}_{\text{SMOW}}$. Questo valore varia leggermente con le variazioni di salinità ($0,11\text{‰}$ per 1‰ di diminuzione della salinità), per gli effetti che l'apporto di acque dolci dal continente e l'evaporazione hanno sulla concentrazione salina delle acque.

Le variazioni temporali nella composizione isotopica dell'ossigeno degli oceani sono causate da significative variazioni nel bilancio tra i differenti reservoir. Per esempio, durante le glaciazioni, l'intrappolamento nelle calotte polari, di grandi volumi di acque con una composizione isotopica negativa, condiziona la composizione delle coeve acque oceaniche. Ciò avviene perché nelle calotte glaciali si concentra l'isotopo leggero ^{16}O e, per effetto del bilanciamento nel ciclo globale dell'ossigeno, l'oceano si arricchisce nell'isotopo pesante ^{18}O (fig.1).

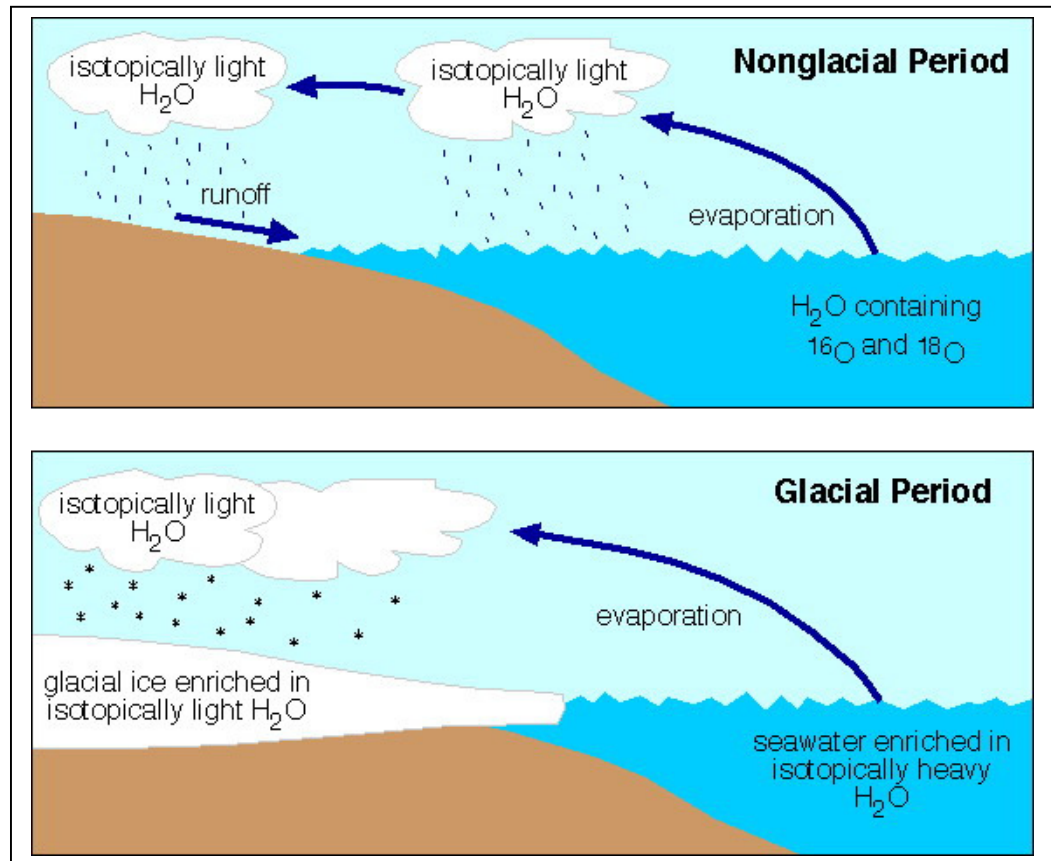


Fig.1. Variazione della composizione isotopica dell'ossigeno nell'acqua oceanica durante periodi glaciali e interglaciali.

Calcoli volumetrici suggeriscono che lo scioglimento totale delle calotte polari attuali dovrebbe risultare in un range di diminuzione della composizione isotopica degli oceani di 0,5‰-0,9‰ e che la differenza massima tra un periodo glaciale ed uno interglaciale dovrebbe portare a uno shift del rapporto $\delta^{18}\text{O}$ di circa 1,2‰. Poiché quindi le assunzioni circa la composizione dell'acqua marina sono fondamentali per la determinazione di paleotemperature, le considerazioni circa la presenza o meno di calotte polari diventano un prerequisito per l'uso di equazioni di paleotemperature. In genere viene usato un valore della composizione isotopica dell'acqua marina $\delta_w = -1\text{‰}$, $-1,2\text{‰}$ per periodi *ice-free*, come per esempio ipotizzato per il clima durante il Cretacico. Uno dei principali utilizzi degli isotopi dell'ossigeno nei carbonati è come geotermometro. Il frazionamento isotopico è, come detto, dipendente dalla temperatura e indipendente dalla pressione, un grande vantaggio rispetto ad altri geotermometri che sono generalmente anche dipendenti dalla pressione.

L'equazione comunemente utilizzata, per la calcite organica, è una formula empirica derivata dalla misurazione della composizione isotopica del guscio di organismi calcarei ed è espressa in relazione agli standard internazionali comunemente usati (Anderson & Arthur, 1983):

$$T (^{\circ}\text{C}) = 16.0 - 4.14(\delta_C - \delta_w) + 0.13(\delta_C - \delta_w)^2 \quad (7), \text{ dove}$$

δ_C = composizione isotopica della calcite rispetto allo standard PDB.

δ_w = composizione isotopica dell'acqua marina rispetto allo standard SMOW.

L'equazione (7) implica che il $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ diminuisce approssimativamente di 1‰ per ogni 4°C di aumento della temperatura. Quindi, poichè misure di $\delta^{18}\text{O}$ sono generalmente possibili con una precisione di 0.1‰, si possono potenzialmente registrare cambiamenti di temperatura anche di 0,5°C.

Differenti minerali carbonatici hanno leggere differenze nel frazionamento e quindi le equazioni per il calcolo delle paleotemperature sono diverse per ogni minerale. Equazioni simili sono state derivate anche per l'aragonite (Grossmann & Ku, 1986) e per la calcite-Mg (Tarutani et al., 1969).

In conseguenza dei diversi effetti di frazionamento nelle diverse fasi mineralogiche, l'aragonite avrà un valore di $\delta^{18}\text{O}$ approssimativamente dell' 1‰ maggiore rispetto alla calcite precipitata nelle stesse condizioni.

Nei sistemi geologici è generalmente possibile misurare solo la composizione isotopica dei carbonati e, nell'interpretazione delle temperature o della composizione dell'acqua marina, procedere ad un'attenta valutazione di altre variabili (diagenesi, differenti condizioni ambientali e geochimiche ecc.).

3.1.2 Isotopi del Carbonio

Rispetto agli isotopi dell'ossigeno, il frazionamento all'equilibrio degli isotopi del carbonio è meno sensibile alle variazioni di temperatura con un incremento del valore di $\delta^{13}\text{C}_{\text{calcite}}$ di circa 1‰ ogni 27°C di aumento di temperatura (Emrich et al., 1970).

La minore dipendenza dalla temperatura del frazionamento del carbonio e le incertezze sull'ampiezza delle variazioni impediscono l'uso degli isotopi del carbonio per determinazioni di temperatura ma le variazioni del $\delta^{13}\text{C}$ nei carbonati sono estremamente utili come indicatori di cambiamenti nella composizione del reservoir marino di CO_2 . La composizione isotopica del carbonio nella biosfera e nell'idrosfera riflette il complesso bilanciamento delle reazioni di equilibrio e di frazionamento cinetico prodotte attraverso lo scambio costante tra i differenti reservoir (ciclo globale del carbonio) (**fig.2**).

I carbonati giocano un ruolo fondamentale nel ciclo del carbonio globale poiché essi rappresentano il più importante reservoir per il carbonio che giunge agli oceani ed all'atmosfera attraverso le eruzioni vulcaniche ed il *weathering* di rocce più antiche. L'interazione tra CO_2 atmosferica e carbonati marini è stata oggetto di diversi studi che si sono occupati delle conseguenze dell'aumento attuale della concentrazione di CO_2 nell'atmosfera. Esperimenti di laboratorio e modellazioni numeriche hanno predetto una crisi nella produzione di carbonati pelagici e neritici nei prossimi anni, come conseguenza dell'alta pressione atmosferica di CO_2 (Gattuso et al., 1998; Kleypas et al., 1999).

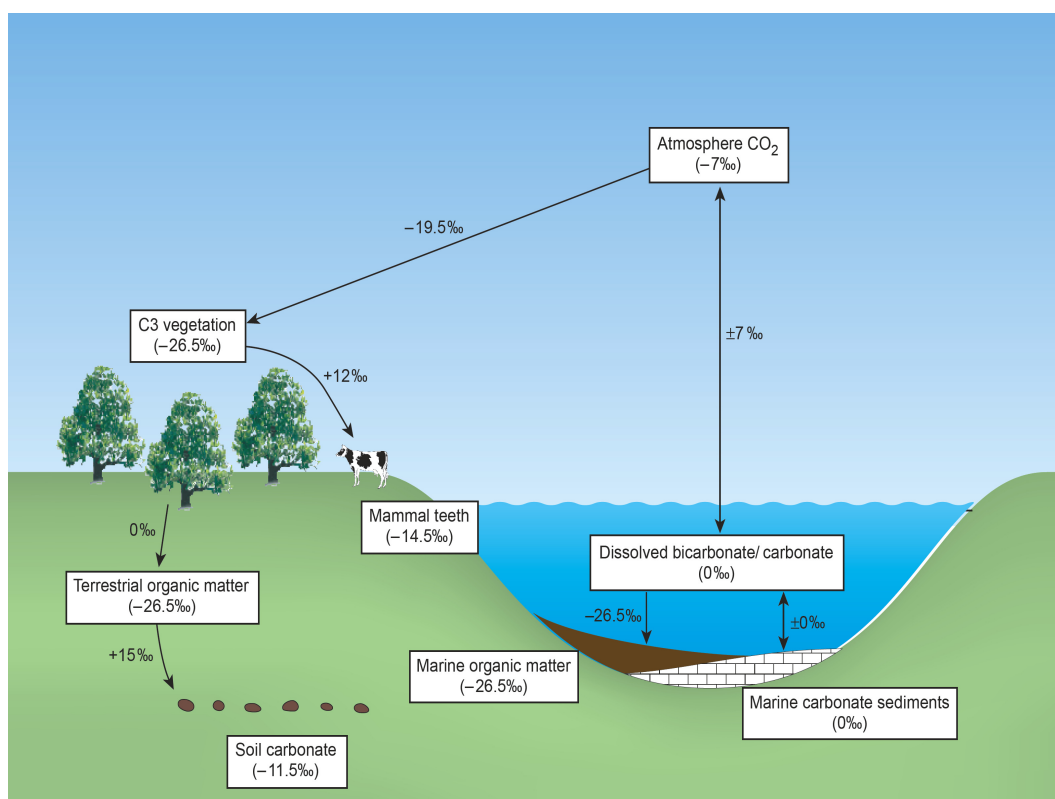


Fig.2. Variazioni della composizione isotopica del carbonio durante lo scambio tra i reservoirs.

Un marcato frazionamento nel rapporto isotopico è associato alla fotosintesi e ad altre attività biologiche come la respirazione. La maggior parte del carbonio presente nei composti organici ha un segnale isotopico negativo rispetto al carbonio disciolto nell'acqua marina, conosciuto come "DIC" (Dissolved Inorganic Carbon). Durante la fotosintesi, l'isotopo più leggero ^{12}C viene immagazzinato dai produttori primari, generando valori estremamente negativi del $\delta^{13}\text{C}$ nella materia organica. Questo processo porta ad un impoverimento del ^{12}C nell'atmosfera e nell'idrosfera, con conseguente arricchimento in ^{13}C .

La composizione isotopica del DIC nell'acqua marina si mantiene relativamente vicina allo 0‰ (rispetto allo standard PDB) in virtù del bilanciamento che regola i flussi (di input e output) del ciclo del carbonio. Gli input includono sorgenti terrestri (organiche ed inorganiche) e l'ossidazione di materia organica marina mentre l'output maggiore include la produzione dei carbonati marini nonché la produzione ed il seppellimento di materia organica marina.

Sebbene il range della composizione isotopica del DIC sia relativamente stretto, si nota un'importante diminuzione di $\delta^{13}\text{C}$ con la profondità dell'acqua (**fig. 3**); ciò deriva dal fatto che la materia organica marina (con valori di $\delta^{13}\text{C}$ veramente negativi) è rimossa dal DIC nelle acque superficiali ma dopo la morte dell'organismo, viene riossidata nelle acque profonde o sul fondo con il conseguente ritorno del ^{12}C al sistema sotto forma di DIC (Berger & Vincent, 1986; Marshall, 1992).

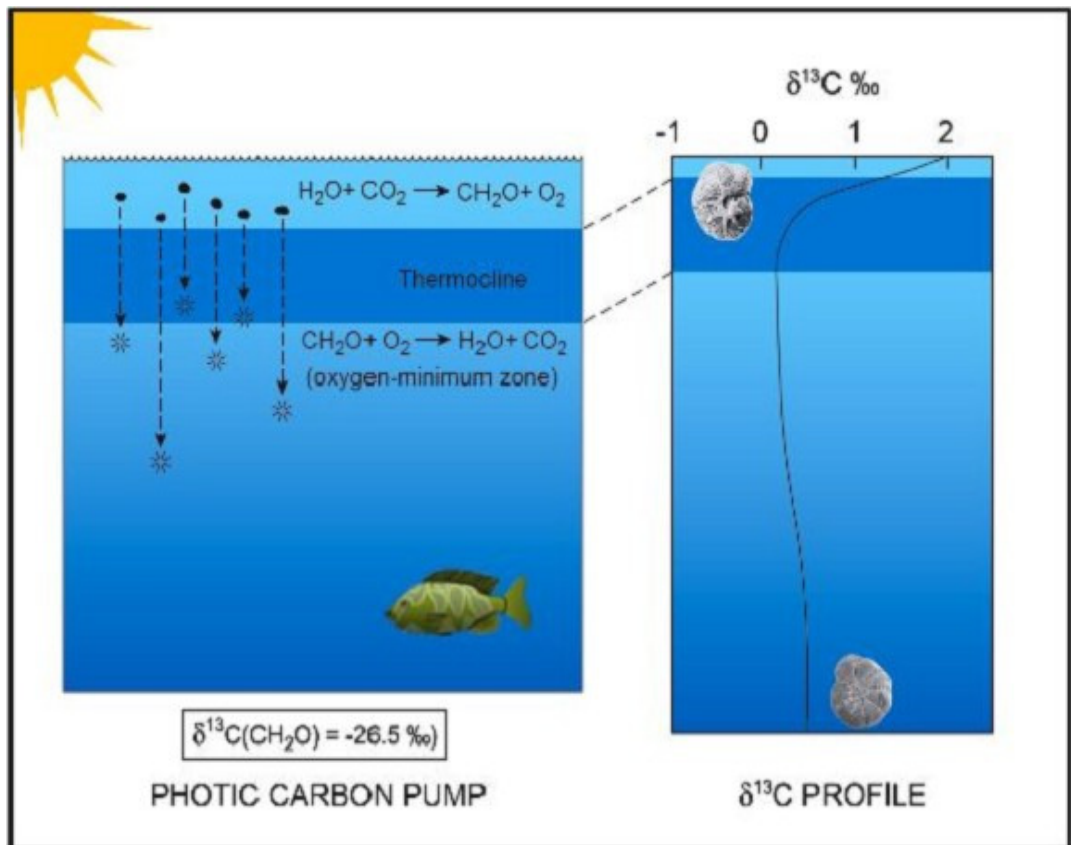


Fig.3. diminuzione del $\delta^{13}\text{C}$ con l'aumento della profondità nelle acque oceaniche (Berger & Vincent, 1986), modificata.

Se i flussi di input e di output sono uguali il sistema risulta stabile, ciò permette quindi di calcolarne il tempo di stabilità, espresso dal tempo di residenza del carbonio nel sistema, che è funzione del rapporto tra i reservoir e i flussi di input e di output. Il tempo di residenza del carbonio è di circa 100.000 anni. I cicli minori di 100.000 anni vengono detti cicli a breve termine, quelli maggiori di 100.000 anni a lungo termine. Nei cicli a breve termine solo i processi di scambio tra i principali reservoir (biosfera, atmosfera e idrosfera) sono rilevanti; nel secondo caso invece, il carbonio proveniente da altri reservoir come i sedimenti carbonatici, ha la possibilità di giocare un ruolo nei processi di scambio. Il segnale isotopico prodotto dai cicli a lungo e breve termine sarà quindi il risultato delle eventuali differenze in termini temporali nonché della variazione dei processi implicati; ciò si evidenzierà in un trend isotopico caratterizzato da fluttuazioni del segnale di diversa ampiezza e frequenza. In conclusione, la variazione stratigrafica, sia a lungo che a breve termine, nella composizione isotopica dei carbonati marini può essere interpretata in termini di bilanciamento tra differenti componenti del ciclo del carbonio (Berger e Vincent, 1986; de Boer, 1986).

3.2 Stratigrafia con gli isotopi del Carbonio

Cambiamenti secolari nella composizione isotopica degli oceani, registrati da carbonati precipitati in equilibrio, possono essere usati per datare e correlare sequenze marine una volta che sia stata stabilita una curva di riferimento ben datata. Su questo principio è basata la stratigrafia isotopica (Berger & Vincent, 1981). Negli ultimi 20 anni la stratigrafia con gli isotopi del carbonio è stata sempre più utilizzata per studiare la risposta dei sistemi carbonatici alle perturbazioni a breve e lungo termine del ciclo del carbonio, che come accennato precedentemente, si riflette in variazioni del rapporto isotopico $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$.

La natura primaria del $\delta^{13}\text{C}$, registrato dai carbonati e dalla materia organica, è ormai riconosciuta e gli *shift* di questo segnale sono sempre più utilizzati per identificare e studiare i maggiori eventi paleoceanografici e paleoclimatici registrati nel record geologico. Durante il Mesozoico, per esempio, marcate escursioni positive del $\delta^{13}\text{C}$ legate alla presenza su scala globale e non, di sedimenti ricchi di materia organica (*black shales*), sono state interpretate come il riflesso di periodi di aumento della produttività organica e/o del tasso di seppellimento della materia organica negli oceani. Questi periodi sono stati denominati Eventi Anossici Oceanici (OAEs) da Schlanger & Jenkyns (1976). Escursioni del genere vengono utilizzate sempre più per effettuare correlazioni e datazioni di alta risoluzione tra sequenze pelagiche e di mare basso. In realtà, soprattutto all'inizio, gli studi si sono concentrati sulle successioni pelagiche, poiché queste ultime presentano il vantaggio di essere caratterizzate da una mineralogia omogenea (low-Mg calcite), di aver subito una diagenesi limitata ad opera soprattutto di acque marine e di presentare successioni che generalmente sono prive di lacune stratigrafiche rilevanti. Tuttavia il limite dell'applicazione del metodo su sedimenti pelagici è rappresentato dal ridotto spessore di sedimenti rispetto ai sedimenti coevi depositi in ambiente di piattaforma. Le successioni di piattaforma hanno infatti un record sedimentario espanso rispetto a quelle pelagiche e possono quindi teoricamente conservare una record molto più dettagliato degli eventi paleoceanografici e paleoclimatici succedutisi nel tempo geologico. Il problema principale da affrontare per studi di stratigrafia isotopica su sedimenti di piattaforma, deriva principalmente dal fatto che tali sistemi sono più suscettibili ai diversi fattori ambientali locali, ma soprattutto ai processi di alterazione diagenetica.

3.2.1 Eventi Anossici Oceanici (OAEs) e crisi di biocalcificazione del Cretacico inferiore e medio: il record del $\delta^{13}\text{C}$.

Alcune importanti escursioni positive del $\delta^{13}\text{C}$ nel Mesozoico si manifestano in diversi orizzonti stratigrafici che riflettono i cosiddetti Eventi Anossici Oceanici (OAEs) (Schlanger & Jenkyns, 1976; Scholle & Arthur, 1980; Arthur et al., 1987); questi sono stati interpretati come periodi durante i quali si è manifestato un incremento del seppellimento di materia organica negli oceani, attraverso la deposizione di *black shales*.

In condizioni riferibili ad elevate quantità di materia organica seppellita, il $\delta^{13}\text{C}$ dell'atmosfera e di conseguenza il $\delta^{13}\text{C}$ del DIC negli oceani aumenta poiché materiale arricchito in ^{12}C è stato rimosso dal sistema oceano-atmosfera. Questi cambiamenti sono registrati nel record del $\delta^{13}\text{C}$ dei carbonati che mostrerà valori positivi. Al contrario, un incremento del tasso di ossidazione della materia organica si riflette in una diminuzione del $\delta^{13}\text{C}$ nell'atmosfera e negli oceani. Una tale diminuzione può avvenire anche come

risultato di variazioni del tasso di preservazione della materia organica o potrebbe avvenire a causa di un ingente rilascio di materiale ricco in ^{12}C .

Oltre ad altri eventi minori, durante il Mesozoico sono stati riconosciuti tre importanti OAEs. Il primo evento con significato globale si verifica nel Toarciano inferiore (Jenkyns et al., 1988). Argille ricche di carbonio organico all'interno di rocce silicee a radiolari, sono state riconosciute anche in Giappone ed hanno permesso l'individuazione di questo evento, che è stato poi correlato con gli scisti a Posidonia dei bacini europei.

Nell'Aptiano inferiore si verifica un secondo Evento Anossico a scala globale denominato OAE1a o "evento Selli", uno dei più importanti del Mesozoico (Jenkyns, 1980; Menegatti et al., 1998; Bralower et al., 1999). L'espressione tipica sedimentaria di questo evento si trova nel bacino umbro-marchigiano ed è rappresentata dal cosiddetto "*Livello Selli*" (**fig.4**). Esso ha uno spessore di 3- 4 m ed è caratterizzato da marne e calcari marnosi scuri e laminati con selce, alternati a calcari marnosi verdastri-grigiastri (Wezel, 1985; Coccioni et al., 1989).



Fig.4. Il "Livello Selli": espressione sedimentaria dell' Evento Anossico Oceanico dell'Aptiano inferiore (OAE1a).

Al limite Cenomaniano-Turoniano si verifica un' importante escursione positiva del $\delta^{13}\text{C}$, che riflette un notevole incremento del tasso di seppellimento di materia organica. Tale escursione è inoltre legata ad un episodio trasgressivo riconoscibile in diversi continenti.

Queste condizioni sono legate al manifestarsi del terzo Evento Anossico globale mesozoico, definito OAE2 o "evento Bonarelli" e causato dall'alta produttività di materia organica e radiolari nella quasi totalità delle acque oceaniche (Schlanger & Jenkyns, 1976). La registrazione nel record geologico di tale evento globale è rappresentata dalla deposizione di livelli particolarmente ricchi in materia organica. L'espressione tipica dell'evento Cenomaniano-Turoniano nel bacino umbro-marchigiano, è denominato "*livello Bonarelli*".

Gli studi sull'intervallo Barremiano-Albiano condotti per questa tesi di dottorato, portano a focalizzare l'attenzione sull' OAE1a dell'Aptiano inferiore e su un evento minore conosciuto come OAE1b, riconosciuto a scala regionale e verificatosi intorno al limite Aptiano-Albiano (Herrle, 2003; Herrle et al., 2003; Wagner et al., 2007).

Il Cretacico inferiore rappresenta un intervallo di tempo in cui si sono verificati ripetuti eventi paleoceanografici e paleoclimatici che hanno contribuito a perturbare in modo marcato il ciclo globale del carbonio. Queste perturbazioni si riflettono in importanti anomalie nel record isotopico. In particolare, a partire dal Barremiano superiore, si verificano significativi shift del $\delta^{13}\text{C}$, tra 2‰ e 3.5‰ (Erba et al., 1999; Wissler et al., 2003) mentre, durante l'Aptiano inferiore, un'importante escursione negativa (con valori che si attestano tra 1‰ e 2‰), è seguita da una prominente escursione positiva verso valori del $\delta^{13}\text{C}$ più alti del 4‰. Nei numerosi studi che si sono succeduti in questi ultimi anni, questo shift positivo è stato correlato con l'inizio dell'OAE1a (Jenkyns, 1995; Menegatti et al., 1998; Erba et al., 1999; Herrle et al., 2004).

Questo periodo della storia geologica è stato inoltre caratterizzato da ripetute crisi di biocalcificazione degli organismi pelagici e neritici in corrispondenza dell'OAE1a che hanno limitato la crescita dei sistemi di piattaforma carbonatica di quasi tutto il dominio tetideo (Weissert et al., 1998) nonché causato cambiamenti estremi nelle associazioni a nannoplankton calcareo (Erba, 2004).

In particolare le maggiori crisi dei sistemi carbonatici sono state identificate a ridosso del limite Barremiano-Aptiano inferiore del dominio nord-tetideo, dove alcune piattaforme hanno subito una riduzione di produzione di carbonato mentre altre, hanno subito un completo annegamento (Masse, 1993; Föllmi et al., 1994; Weissert et al., 1998; Ruiz-Ortiz & Castro, 1998; Föllmi et al., 2006). Al contrario le piattaforme che si sviluppavano sul margine meridionale della Tetide non hanno subito questa crisi e più che altro hanno registrato cambiamenti nelle associazioni dei produttori di carbonato di calcio (Pratt & Smewing, 1993; Grötsch et al., 1998; Immenhauser et al., 2004). La crisi di biocalcificazione dell'Aptiano inferiore è registrata anche nei sedimenti pelagici. Nei bacini oceanici si è verificata infatti, una drastica riduzione di specifici nannofossili, definita come "crisi dei Nannoconidi" (Erba, 2004).

Le cause della perturbazione del ciclo del carbonio, che ha generato l'OAE1a e le crisi di biocalcificazione sono ancora dibattute. Una delle ipotesi più accreditate è che l'improvviso aumento di attività vulcanica verificatosi nell'Aptiano inferiore per la messa in posto di enormi plateau basaltici come l'Ontong-Java e il Manihiki plateau (Larson & Erba, 1999), abbia contribuito ad un marcato aumento di CO_2 negli oceani e nell'atmosfera con conseguente riscaldamento climatico (*super greenhouse conditions*). ciò avrebbe contribuito ad un intensificarsi di svariati processi come il *run-off* continentale, le velocità dei venti e l'*upwelling* dalle profondità oceaniche causando eutrofizzazione dei sistemi neritici e pelagici (**fig.5**). In più, la diminuzione del pH indotta dal riscaldamento climatico, avrebbe generato una sostanziale diminuzione del potenziale di soprassaturazione di CaCO_3 nelle acque superficiali oceaniche, dando il via alle suddette perturbazioni nella produzione carbonatica (Jones & Jenkyns, 2001; Wissler et al., 2003; Weissert & Erba, 2004).

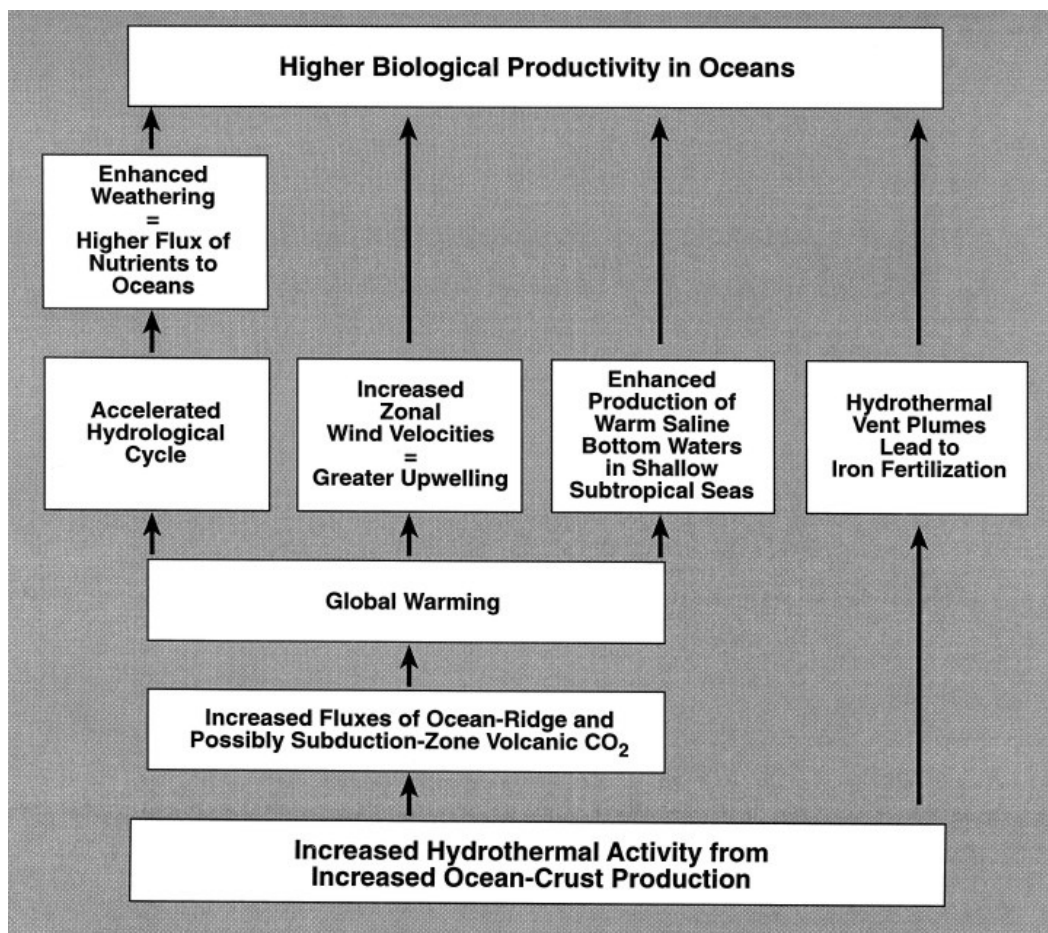


Fig.5. Modello concettuale proposto da Jones & Jenkyns (2001); si evidenzia la sequenza di eventi proposti come cause di innesco dei maggiori OAEs.

E' stato però messo in evidenza il fatto che questi meccanismi non riescono da soli a spiegare l'alta produttività documentata anche in zone remote degli oceani durante l'OAE1a. Un'altra spiegazione per l'OAE1a e di conseguenza per le crisi di biocalcificazione, è quella secondo cui elevate condizioni trofiche erano in quel periodo essenzialmente indotte e mantenute dai flussi idrotermali di particolari metalli biolimitanti quali Fe, Ni, Co e Zn (**fig.6**) (Erba, 2004). Infatti studi di alta risoluzione su successioni sedimentarie che registrano l'OAE1a e l'OAE2, hanno mostrato che picchi nella concentrazione di determinati elementi in tracce coincidono con i maggiori cambiamenti biotici registrati prima e dopo tali eventi anossici (Larson & Erba, 1999). Tali processi, durante la messa in posto delle suddette province ignee, tendeva a modificare la dinamica degli oceani causando un più efficace ciclo dei nutrienti (*warm upwelling*) (Wilson & Norris, 2001; Bice e Poulsen, 2002).

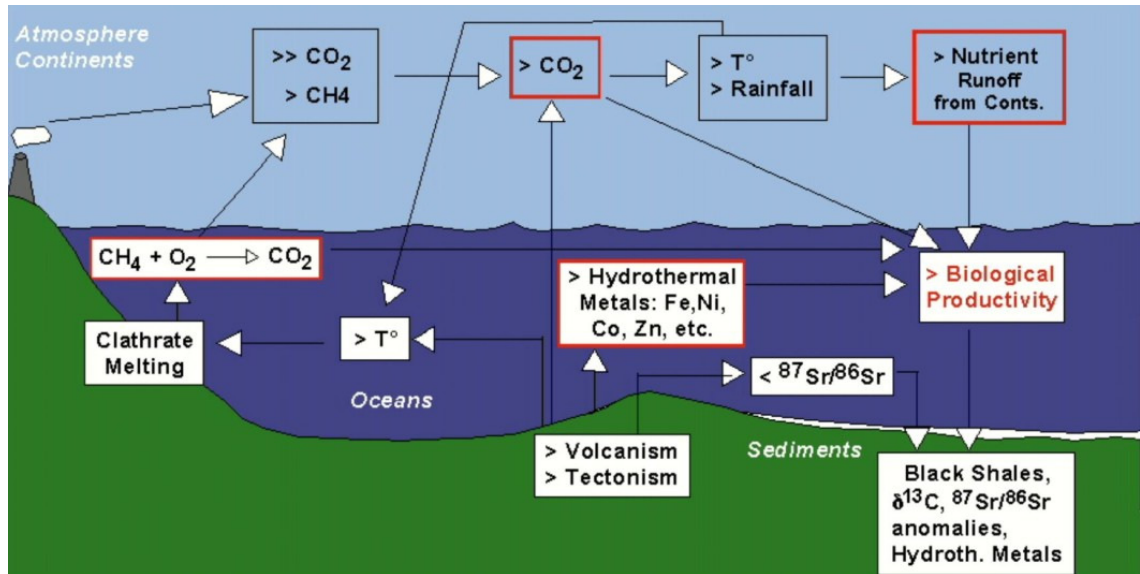


Fig.6. Ipotetico legame tra i maggiori episodi di vulcanismo nel Cretacico e le risposte biologiche e geologiche nel record sedimentario (OAEs, crisi di biocalcificazione). Larson & Erba (1999), modificata in Erba (2004).

Come accennato precedentemente, l'ampia escursione positiva del $\delta^{13}\text{C}$ che caratterizza l'OAE1a è preceduta da una breve ma prominente escursione negativa che è stata attribuita ad improvvisa dissociazione e rilascio di gas idrati (clatrati) nel sistema oceano-atmosfera (Jahren, 2001; Beerling et al., 2002). Tali gas sono caratterizzati da valori del $\delta^{13}\text{C}$ estremamente bassi (fino a -60‰). Il loro rilascio, con susseguente dissociazione e ossidazione in CO_2 , produrrebbe un aumento delle temperature con conseguente shift verso valori negativi di $\delta^{13}\text{C}$ (**fig.7**).

Queste escursioni negative sono documentate anche alla base dell'evento anossico del Toarciano, ma non alla base dell'OAE2. Questo dato fa ipotizzare che il rilascio di gas idrati non concorre sempre a perturbare il sistema e che quindi il rilascio di metano non sia necessario per l'istaurarsi degli eventi anossici (Erba, 2004).

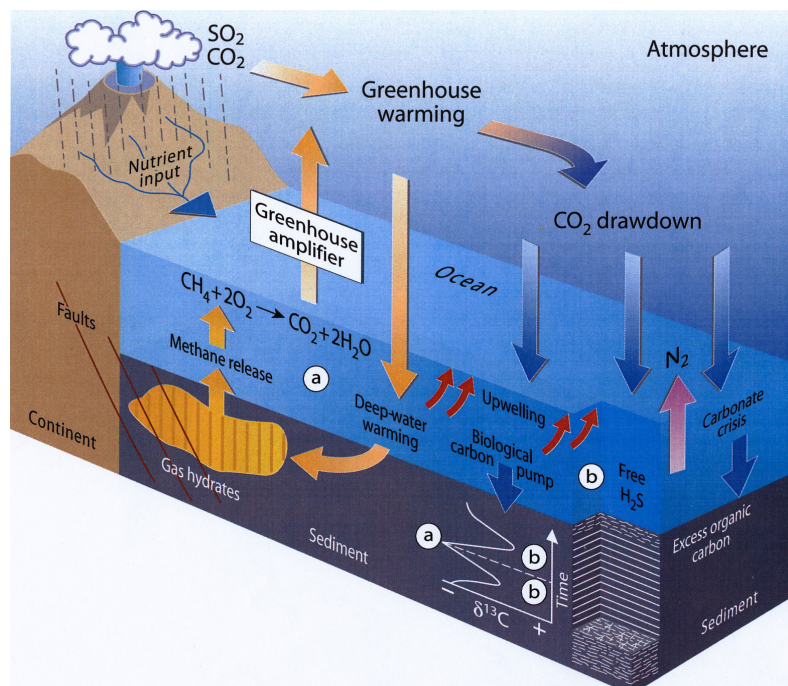


Fig.7. Variazioni di CO_2 derivate da diverse sorgenti (emissioni vulcaniche e rilascio di metano da sedimenti ricchi in gas idrati) ed effetti sul record isotopico del carbonio. Weissert (2000).

3.2.2 $\delta^{13}\text{C}$: Curve di riferimento pelagiche ed emipelagiche

In questi ultimi anni curve di alta risoluzione per tutto il Cretacico medio sono state stabilite in sequenze pelagiche ed emipelagiche del dominio tetideo e non. Tali curve sono caratterizzate da alcune marcate escursioni del $\delta^{13}\text{C}$ che sono già state utilizzate con successo per correlazioni a scala globale e risultano perfettamente integrate con gli schemi biocronologici standard basati su ammoniti, plankton e nannoplankton calcareo (Weissert et al., 1998; Menegatti et al., 1998; Moullade et al., 1998; Kuhnt et al., 1998; Erba et al., 1999; Bralower et al., 1999; Herrle et al., 2004; Godet et al., 2006a; Heldt et al., 2008).

Erba et al. (1999), propongono come curva di riferimento del $\delta^{13}\text{C}$ per l'intervallo Barremiano-Aptiano a basse latitudini, quella relativa ad un pozzo perforato per uno spessore di 131,8 m nella valle di Cismon (Bacino di Belluno, Alpi meridionali). Da questa sezione, definita "Cismon APTICORE" viene sviluppato uno schema derivato dalla diretta calibrazione di bio-, magneto- e chemostratigrafia nell'intervallo Hauteriviano superiore-Aptiano inferiore. L'intervallo equivalente all'OAE1a nell'APTICORE è rappresentato da livelli condensati di *black shales*, con un tasso di sedimentazione derivato dalla magnetostratigrafia pari a circa 0,5 cm/kyr (Channel et al., 2000).

La curva pelagica di riferimento del $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ di Cismon (**fig.8**), è stata suddivisa da Menegatti et al. (1998) in 8 segmenti chemostratigrafici (C1-C8) che coprono l'intervallo Barremiano superiore-Aptiano. Questi segmenti, sono stati ripresi da molti autori, come riferimento per correlazioni di alta risoluzione intorno all'OAE1a tra sequenze pelagiche e, in alcuni casi tra sequenze pelagiche e neritiche (Immenhauser et al., 2005). Il segmento C8 è caratterizzato da un improvviso decremento dei valori del $\delta^{13}\text{C}$ di circa 2‰, prima di un gap stratigrafico corrispondente con la parte bassa della biozona a *G. ferreolensis*. La presenza di questa lacuna, rappresenta probabilmente l'unico limite per la sezione di Cismon, in quanto non è possibile effettuare correlazioni con i segmenti corrispondenti al record del $\delta^{13}\text{C}$ successivo alla perturbazione innescata dall'OAE1a.

Föllmi et al. (2006), propongono una curva composita del $\delta^{13}\text{C}$, ricavata dall'integrazione di dati isotopici di sezioni pelagiche ed emipelagiche, già pubblicate e provenienti dal Sud-Est della Francia (bacino Vocontiano) (Moullade et al., 1998; Hennig et al., 1999; van de Schootbrugge et al., 2000; Herrle et al., 2004; Godet et al., 2006a). La curva risulta ancorata alla biostratigrafia ad ammoniti e plancton/nannoplancton calcareo in accordo con lo schema cronostratigrafico di Gradstein et al. (2004). Essa copre dal Berriasiano fino all'Albiano inferiore, evidenziando le più importanti escursioni positive in corrispondenza dei diversi OAEs che si sono succeduti in quest'intervallo e in particolare, oltre all'OAE1a, l'evento "Faraoni" dell'Hauteriviano superiore (Bodin et al., 2006a) e l'evento OAE1b del limite Aptiano-Albiano. La **fig.9** mostra l'intervallo Barremiano-Albiano, di interesse per questa tesi.

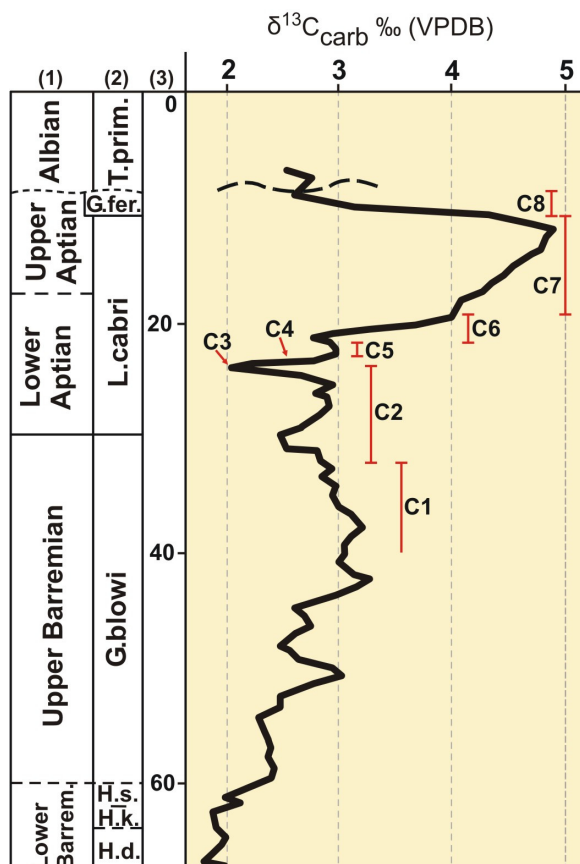


Fig.8. Cismon APTICORE: curva di riferimento del $\delta^{13}\text{C}$ nel tratto Barremiano-Albiano. I segmenti C1-C8 rappresentano gli intervalli chemostratigrafici di Menegatti et al. (1998).

- (1). Età.
 (2). Biozone a foraminiferi planctonici.
 (3). Metri dal piano campagna.

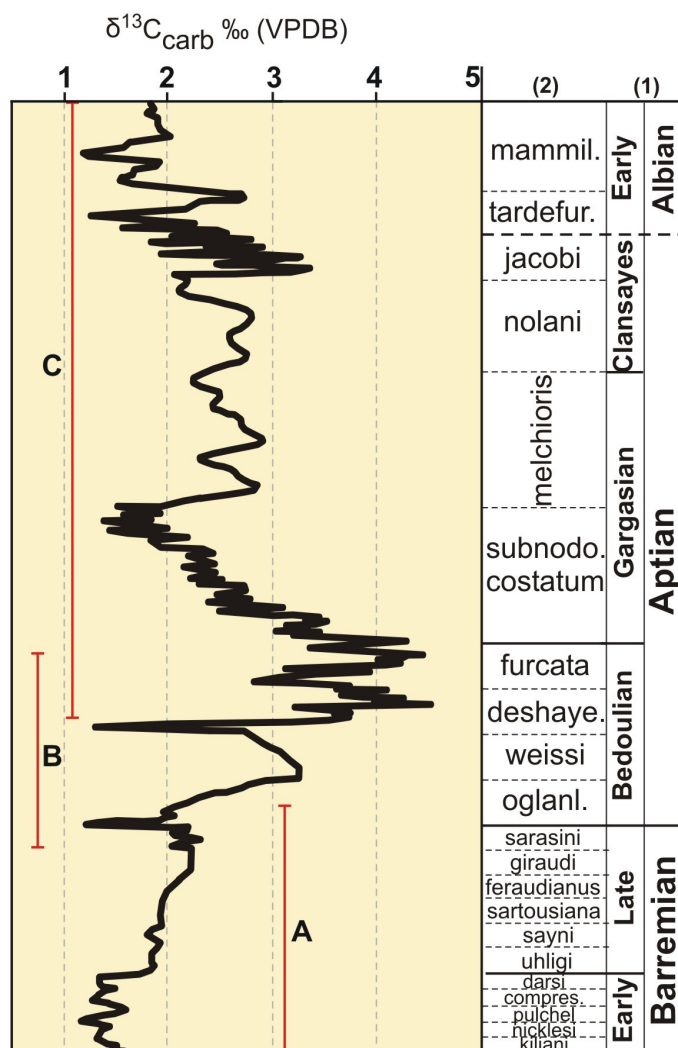


Fig.9. Intervallo Barremiano-Albiano della curva composta di riferimento del $\delta^{13}\text{C}$, proposta da Föllmi et al. (2006).

Gli intervalli A-B-C fanno riferimento ai dati isotopici presentati rispettivamente in: Godet et al. (2006), Moullade et al. (1998) ed Herrle et al. (2004).

- (1). Piani e sottopiani.
 (2). Biozone ad Ammoniti del dominio tetideo.

3.2.3 $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$: applicazioni e limiti nei sedimenti di piattaforma carbonatica

Allo stato attuale, gran parte di quello che conosciamo sulle variazioni di pCO_2 , sugli eventi anossici oceanici e sulle crisi di biocalcificazione del Cretacico medio, è derivato dallo studio di indicatori geochimici e dei cambiamenti biotici registrati in successioni pelagiche ed emipelagiche. Conosciamo molto meno il record dei sistemi carbonatici di mare basso, sebbene rappresentino una parte importante del ciclo del carbonio e siano estremamente sensibili ai cambiamenti climatici ed oceanografici.

Molte piattaforme carbonatiche della Tetide annegarono in corrispondenza degli eventi anossici, mentre in alcuni settori dell'Appennino meridionale c'è un record di sedimentazione carbonatica di mare basso che continua fino al Campaniano inferiore. Queste sequenze offrono l'opportunità unica di studiare la risposta delle piattaforme carbonatiche agli eventi anossici, alle crisi di biocalcificazione ed ai cambiamenti climatici globali che si verificarono nel Cretacico medio.

Durante gli ultimi anni i sedimenti di piattaforma carbonatica hanno attirato sempre di più l'attenzione degli studiosi e, la stratigrafia con gli isotopi del carbonio, è stata sempre più usata per correlare successioni carbonatiche di mare basso con successioni di mare profondo. (Jenkyns, 1995; Vahrenkamp, 1996; Grötsch et al., 1998).

Di recente questo strumento è stato utilizzato con successo anche nel Cretacico dell'Appennino meridionale (Ferrerri et al., 1997; Wissler et al., 2004; D'Argenio et al., 2004; Parente et al., 2007). Tali studi hanno dimostrato come nelle successioni cretache di piattaforma, possano essere registrate le variazioni primarie del segnale isotopico marino o, almeno, i trend di variazione più importanti.

Attraverso l'utilizzo della stratigrafia con gli isotopi del carbonio nel Cretacico superiore dell'Appennino meridionale, Parente et al. (2007) hanno dimostrato come questo strumento possa contribuire, in modo consistente, ad aumentare la risoluzione stratigrafica nelle successioni di mare basso, nonché ad ottenere datazioni di alta risoluzione di importanti eventi biostratigrafici, attraverso correlazioni ad alta risoluzione con le coeve successioni di mare profondo (**fig.10**).

Una delle principali limitazioni da affrontare nello studio dei sedimenti di piattaforma carbonatica, è la bassa risoluzione stratigrafica che si ottiene utilizzando i metodi classici della biostratigrafia. Si è già accennato, nel primo capitolo, come questo problema sia particolarmente accentuato nell'intervallo Barremiano-Albiano dell'Appennino meridionale, dove è impossibile attribuire un significato cronostratigrafico certo agli schemi biozonali utilizzati.

Inoltre per un uso efficace del record del ^{13}C come strumento stratigrafico nei sedimenti di piattaforma, è necessario valutare il grado di preservazione /alterazione del segnale isotopico originario. Infatti, il problema principale da affrontare, deriva dal fatto che le successioni carbonatiche di mare basso, sono particolarmente esposte agli effetti dell'alterazione diagenetica.

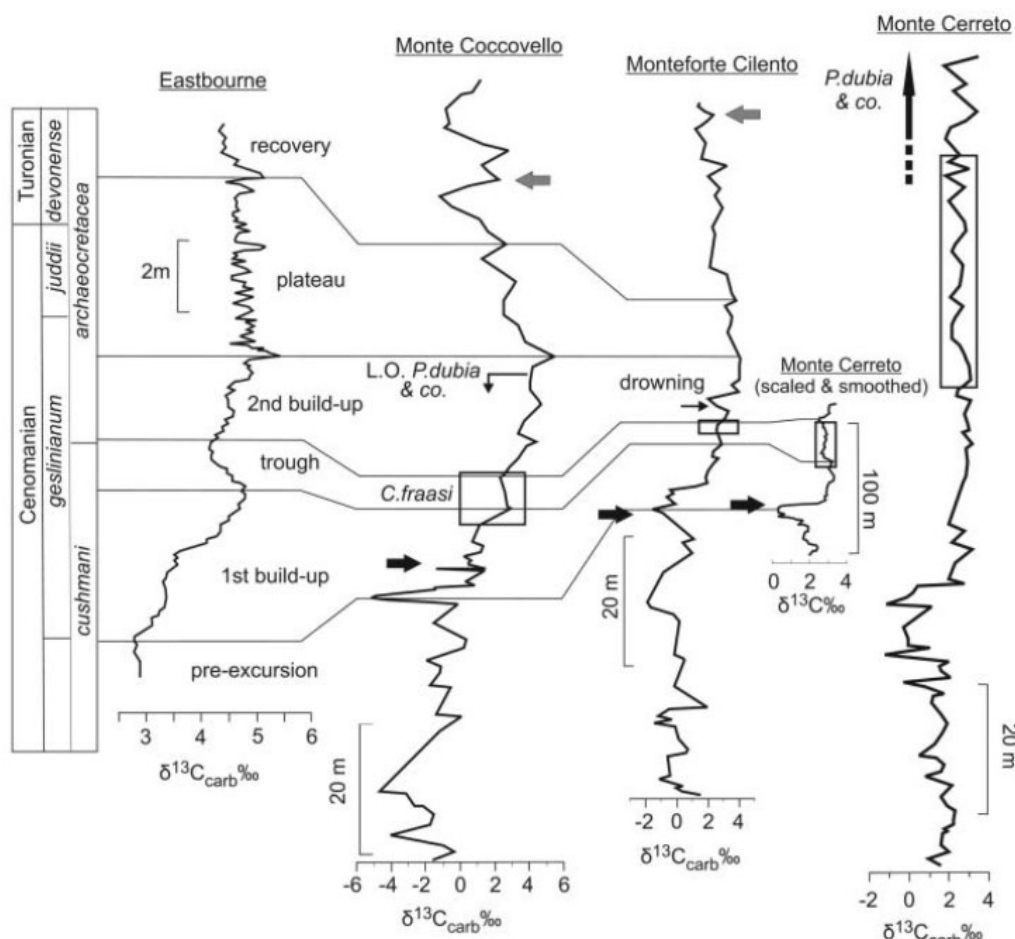


Fig.10. Esempio di correlazioni e datazioni ad alta risoluzione di eventi biostratigrafici nel Cretacico superiore dell'Appennino meridionale, attraverso la correlazione chemostratigrafica con la successione pelagica di riferimento. Da Parente et al.(2007).

3.3 La diagenesi nei carbonati

I sedimenti carbonatici marini, di origine organica o inorganica, subiscono varie modificazioni diagenetiche con il tempo.

I processi diagenetici possono essere divisi in quelli che provocano piccoli o nulli cambiamenti nella composizione isotopica-elementale del materiale, e in quelli che provocano intense modificazioni geochemiche. Il grado in cui le caratteristiche geochemiche di un carbonato marino sono alterate durante la diagenesi, dipende dalla natura mineralogica del carbonato originale (potenziale diagenetico) e dall'ambiente diagenetico. Il potenziale diagenetico di un particolare componente carbonatico (cemento, bioclasti, matrice), varia essenzialmente in relazione alla solubilità, e quindi alla reattività, dei minerali che formano il sedimento originario. Le maggiori differenze in tale potenziale sono dovute alla mineralogia: la calcite basso-magnesiaca (Low-Mg calcite), è la fase relativamente più stabile mentre la calcite alto-magnesiaca (High-Mg calcite) e l'aragonite sono le fasi metastabili. Aragonite, HMC e LMC sono apparentemente stabili nell'ambiente deposizionale marino originario (Bathurst, 1975). Inoltre, le particelle di dimensioni minori hanno una maggiore solubilità a causa della loro elevata area superficiale, quindi piccoli componenti, anche se composti da LMC, possono avere un alto potenziale diagenetico di ricristallizzazione (Land, 1986).

In ambiente diagenetico, la stabilizzazione mineralogica post-deposizionale di un originale carbonato metastabile è raggiunta attraverso cambiamenti tessiturali,

mineralogici e chimici, procedendo attraverso processi di dissoluzione-riprecipitazione in acque di origine meteorica o marina. La diagenesi, come detto, può avvenire in diversi ambienti, quindi gli effetti prodotti sui sedimenti dai fluidi diagenetici possono essere molto differenti. Generalmente l'ampiezza di ogni cambiamento chimico e tessiturale dipende da tre fattori:

- 1) la differenza tra l'ambiente di ricristallizzazione e l'ambiente in cui il carbonato si forma.
- 2) le condizioni dell'ambiente diagenetico in base al volume dei fluidi circolanti nei pori interstiziali.
- 3) le differenze nel frazionamento isotopico o nella partizione elementale associate con la precipitazione del minerale diagenetico.

I fluidi diagenetici possono modificare profondamente la loro composizione geochemica originaria (Dickson & Coleman, 1980; Brand & Veizer, 1981; Veizer, 1983; Dickson, 1985; Marshall, 1992). Il differente volume delle masse d'acqua con una differente stratificazione e diversa circolazione rispetto alle aree oceaniche, i processi di evaporazione o i processi biologici, possono risultare in variazioni del segnale geochemico che riflettono situazioni locali e non segnali isotopici globali. Questa deviazione rispetto al segnale globale è stata ben documentata sulla piattaforma carbonatica delle Bahamas (Patterson & Walters, 1994) ed è stata ascritta al bilanciamento tra l'ossidazione di materia organica e la fotosintesi in ambiente marino ristretto.

Le variazioni dei rapporti isotopici dell'ossigeno sono controllati in modo particolare dalla composizione del fluido diagenetico e dalla temperatura, anche in caso di bassi rapporti acqua/roccia, mentre il carbonio è largamente tamponato dalla composizione della roccia (Brand & Veizer, 1981). Quindi, ci si aspetta che i valori isotopici dell'ossigeno siano alterati dalla diagenesi mentre quelli del carbonio dovrebbero mantenersi più inalterati. Tuttavia, l'interazione con fluidi derivanti da carbonio organico, potrebbe generare valori del $\delta^{13}\text{C}$ molto negativi nei carbonati diagenetici, infatti la CO_2 derivante dalla degradazione della materia organica potrebbe essere fortemente arricchita in ^{12}C (Irwin et al., 1977).

I carbonati di mare basso subiscono comunemente, durante le prime fasi della loro storia diagenetica, l'esposizione alle acque meteoriche. La variazione del segnale isotopico registrato dai carbonati di mare basso è in funzione della durata della diagenesi meteorica e dai parametri che regolano il sistema acqua/roccia (James & Choquette, 1990; Yang, 2001).

Vari autori hanno documentato in carbonati del Pleistocene, come al di sotto delle superfici di esposizione subaerea, il $\delta^{13}\text{C}$ presenti valori relativamente bassi e fluttuazioni di ampiezza elevata (Allan & Matthews, 1977, 1982; Lohmann, 1988). In contrasto il $\delta^{18}\text{O}$ mostra un range dei valori relativamente ristretto, questi infatti, tendono subito a riequilibrarsi isotopicamente alle acque meteoriche, senza variazioni legate alla profondità (definendo la "meteoric calcitic line" di Lohmann, 1988). Questi pattern di C & O sono stati utilizzati ampiamente per individuare la presenza di diagenesi meteorica, nei sedimenti carbonatici di mare basso del passato geologico (Goldstein, 1991; Joachimski, 1994; Immenhauser et al., 1999, 2002). Tuttavia, in altri casi, nonostante l'ovvia evidenza di diagenesi meteorica, non sono state riscontrate significative alterazioni del segnale isotopico del $\delta^{13}\text{C}$ (Vahrenkamp, 1996; Grötsch et al., 1998). In uno studio sui "pattern" degli isotopi stabili in carbonati peritidali, si è arrivati alla conclusione che la micrite può preservare il segnale isotopico originario, in caso di esposizioni subaeree di breve durata (Joachimski, 1994).

Una grande mole di dati è stata ricavata dai lavori che negli ultimi decenni hanno investigato gli effetti dell'alterazione diagenetica sui carbonati. Tali dati portano alla conclusione che il record degli isotopi stabili derivato da sequenze carbonatiche, deve essere attentamente esaminato al fine di valutarne l'affidabilità stratigrafica (vedi discussione in Parente et al., 2007).

CAPITOLO IV

Materiali e metodi

La possibilità di poter correlare in maniera adeguata sequenze carbonatiche, necessita di continuità stratigrafica e di severi controlli biostratigrafici. Un'accurata descrizione dell'evoluzione di facies, permette una valutazione delle variazioni isotopiche del $\delta^{13}\text{C}$, dovute a fattori locali e, di tipo stratigrafico, deposizionale e diagenetico.

Questi, sono stati definiti da Marshall (1992), come i più importanti “fattori di rischio” di cui si deve tener conto, nel momento in cui si opera un'analisi ed una valutazione dei dati di stratigrafia isotopica (**fig.1**).

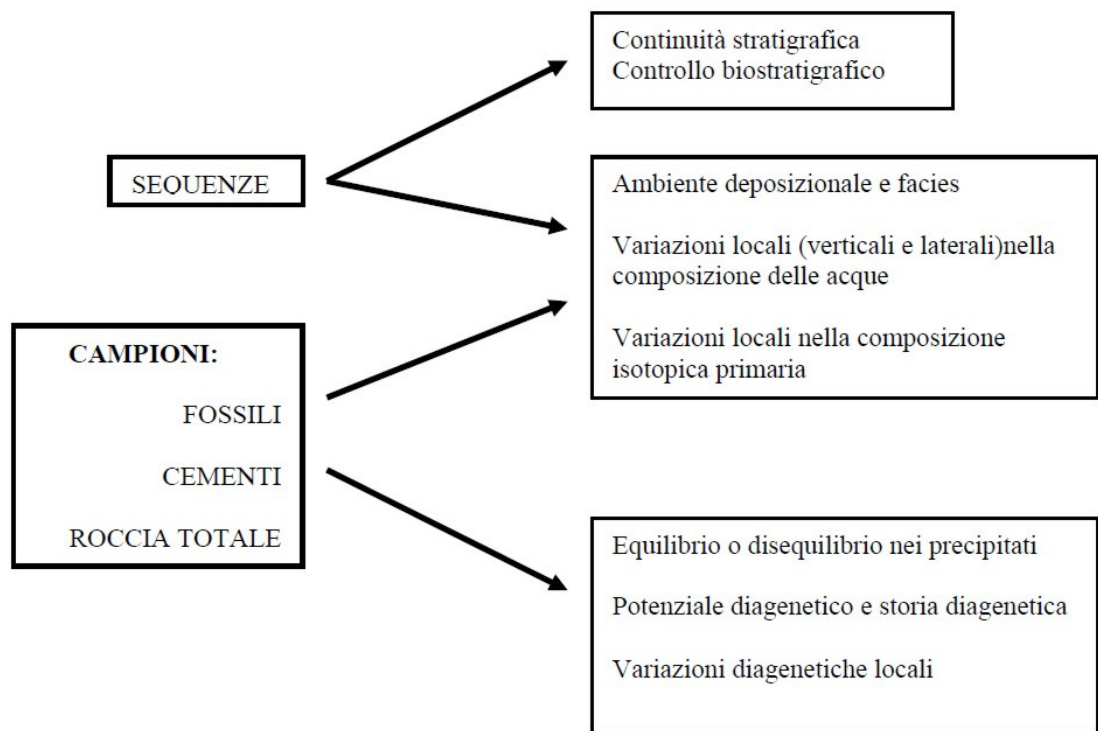


Fig.1: “Fattori di rischio da valutare nell’utilizzo della stratigrafia isotopica sui carbonati marini. Da Marshall (1992).

Tuttavia, il problema fondamentale associato al tentativo di estrarre il segnale geochimico originario da rocce carbonatiche, di mare basso e non, è quello di stimare il grado di alterazione del campione. Tutti gli studi di carattere geochimico che si propongono analizzare un segnale di tipo paleoceanografico o paleoclimatico, devono quindi valutare il grado di alterazione o preservazione del materiale scelto per estrarre tale segnale.

Negli ultimi anni, numerosi lavori, hanno documentato la possibilità che, successioni carbonatiche di mare basso preservino il segnale isotopico originale del $\delta^{13}\text{C}$ e che, tale record, possa quindi essere utilizzato per aumentare la risoluzione stratigrafica in tali successioni, correlarle con quelle pelagiche e datarle in termini di età cronostratigrafica

(Jenkyns, 1995; Vahrenkamp, 1996; Ferreri et al., 1997; Grötsch et al., 1998; Buonocunto et al., 2002; Wissler et al., 2004; Parente et al., 2007).

4.1 Materiali

In ambiente di piattaforma carbonatica, nel tentativo di estrarre un record isotopico preservato dall'alterazione diagenetica, è preferibile selezionare materiali a grana fine in quanto, la loro minore permeabilità, farebbe presupporre una minore circolazione di fluidi diagenetici e, quindi, una minore alterazione. Nella selezione dei campioni da utilizzare per la stratigrafia isotopica su sedimenti carbonatici di mare basso, vanno preferiti quelli che, presumibilmente, non hanno interagito con fluidi meteorici in fase diagenetica precoce. Per esempio, per quanto possibile, conviene evitare livelli prossimi a superfici di esposizione subaerea.

In questo lavoro di tesi, per ottenere curve affidabili e di alta risoluzione del $\delta^{13}\text{C}$, si è deciso di attuare, come prima scelta, il microcampionamento di micrite, sia come mudstone, sia come matrice micritica di wackestone e floatstone.

Attraverso tecniche di microcampionamento su *slabs* lucidati, è stato possibile inoltre evitare vene, cavità riempite da cementi, e grandi bioclasti, ottenendo campioni costituiti unicamente da micrite.

Vari lavori hanno dimostrato che, sebbene la micrite possa essere in parte un prodotto diagenetico (Dickson & Coleman, 1980), in condizioni favorevoli essa può preservare, se non il valore assoluto, almeno i trend e le escursioni maggiori legate ad un segnale isotopico marino originario (Weissert et al., 1985; Joachimsky, 1994; Immenhauser et al., 2002).

Tra l'altro, escludendo il "bulk", la micrite si è rivelato l'unico materiale che ha permesso di effettuare un campionamento con una spaziatura media di 1m, lungo tutto l'intervallo studiato. Il microcampionamento della micrite, è stato effettuato anche in nostri studi precedenti su sedimenti di piattaforma carbonatica del Cretacico superiore dell'Appennino meridionale (Parente et al., 2007). Tali studi, ci hanno permesso di ottenere curve del $\delta^{13}\text{C}$ affidabili, la cui struttura è risultata perfettamente correlabile con quelle pelagiche di riferimento.

4.2 Metodi di campagna

Nell'ambito di questa tesi di dottorato sono state studiate tre successioni carbonatiche di mare basso di età Barremiano-Albiano dell'Appennino meridionale affioranti al Monte Croce (Nord di Itri, Latina), sulla dorsale Monte Motola-Monte Vivo (nei pressi di Piaggine, Salerno) e sul Monte Coccovello (nei pressi di Maratea, Potenza).

Durante il lavoro di campagna, le tre serie sono state oggetto di una descrizione a scala centimetrica e decimetrica delle tessiture, delle strutture sedimentarie e del contenuto fossilifero, utilizzando una lente di ingrandimento 9x, nonché di una campionatura con spaziatura da decimetrica a metrica, in relazione alla qualità dell'affioramento. In tutto, sono stati prelevati circa 800 campioni di roccia, con una spaziatura media, per ogni sezione, di circa 1 metro. La campionatura è stata infittita, per quegli intervalli particolarmente interessanti dal punto di vista biostratigrafico e sedimentologico.

La campionatura delle successioni analizzate ha avuto, in particolare, un duplice scopo:

- 1) Sono stati scelti i campioni più rappresentativi dal punto di vista biostratigrafico e sedimentologico. Ciò ha permesso di ottenere una precisa determinazione e distribuzione delle facies, nonché di riconoscere i principali eventi biostratigrafici di mare basso dell'intervallo studiato.

- 2) Nel campionare, sono stati volutamente scelti o evitati determinati livelli , con lo scopo di procurare il materiale più adatto per le analisi geochemiche.

4.3 Metodi di laboratorio

4.3.1 Preparazione delle sezioni sottili

Per questo lavoro, sono state preparate dal sottoscritto circa 750 sezioni sottili “*double-polished*”, in modo da poter integrare alle osservazioni effettuate in campagna, uno studio sedimentologico e biostratigrafico di dettaglio delle successioni analizzate.

La preparazione è avvenuta presso il “laboratorio di sezioni sottili” del Dipartimento di Scienze della Terra dell’Univesità di Napoli “Federico II” ed è stata effettuata attraverso i seguenti passaggi:

- 1) Taglio del campione effettuato attraverso un sega a disco rotante con diametro di 30 cm, munita di piano d’appoggio e fissaggio del campione. Questa operazione ha permesso di ottenere, per ogni campione, due *slabs* di roccia, uno utilizzato per la realizzazione delle sezione sottile, l’altro per il microcampionamento della matrice micritica.

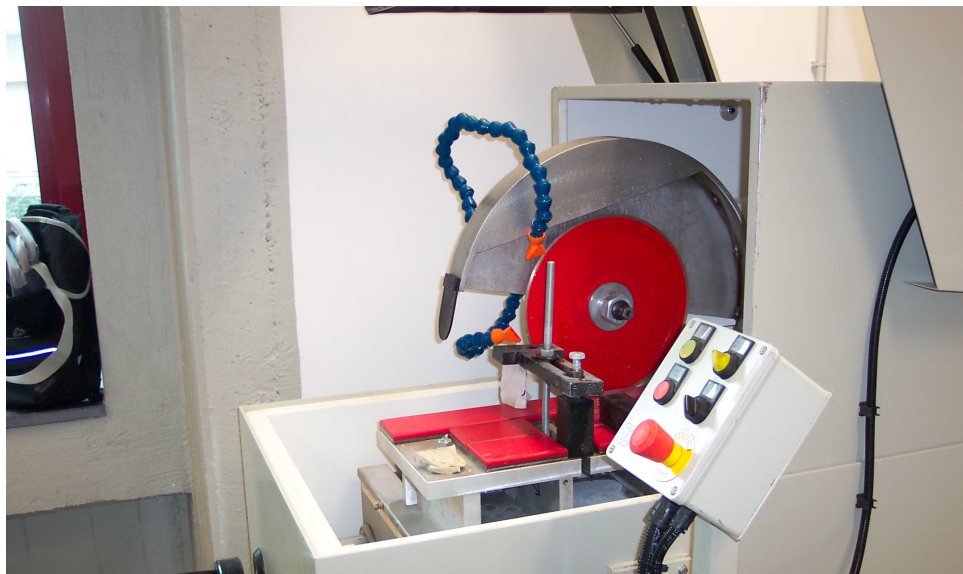


Fig. 2: Sega a disco utilizzata per il taglio dei campioni.

- 2) Lappatura (*lapping*). E’ stata eseguita sulla superficie degli *slabs*, al fine di eliminare le irregolarità superficiali creati dalla lama rotante di taglio.

Per tale operazione sono stati utilizzati dischi smeriglianti di carta rigida adesiva a grana progressivamente più fina (P180, P230, P600), posti su un disco rotante (diametro di 25 cm) (**fig.3**).



Fig.3: macchina utilizzata per la lappatura degli slabs.

Successivamente, per eliminare i graffi residui lasciati dischi smeriglianti, si è proceduto ad una lappatura manuale mediante utilizzo di carburo di silicio (P2500). La lucidatura finale della faccia dello slab, è stata effettuata tramite polvere di allumina (Al_2O_3) (grana pari a $0,3\mu\text{m}$).

3) Incollaggio a caldo degli slabs lucidati su vetrini sabbiati attraverso una mistura di colla di tipo Araldit e indurente (in proporzioni pari a 1 gr. di indurente ogni 5 gr. di colla).

4) Retrotaglio degli slabs incollati ed assottigliamento parziale attraverso l'utilizzo di una macchina petrografica con mola diamantata modello Petrothin.

5) Riduzione finale dello spessore di roccia, fino a $10\text{--}20\mu\text{m}$. Quest'ultimo passaggio è stato effettuato attraverso le seguenti operazioni. 1) Lappatura con disco smerigliante di carta rigida a grana P600. 2) Lappatura manuale mediante utilizzo di carburo di silicio (P2500).

6) Lucidatura finale con Al_2O_3 .

Le sezioni sottili sono state osservate con un microscopio *Leica Wild M 420* a luce trasmessa. Ove necessario, l'osservazione delle sezioni sottili è stata effettuata, su nichols paralleli e incrociati, con un microscopio petrografico del tipo *Leitz Laborlux 12 POL S*.

4.3.2 Microcampionatura della micrite per le analisi degli isotopi stabili

Circa 5 mg di polvere è stata ottenuta da ogni campione, attraverso microcampionatura di slabs lucidati. In primo luogo è stata effettuata, tramite osservazione a luce riflessa con un microscopio binoculare, la selezione delle aree ritenute adatte ad essere microcampionate. Sono state evitate in questo modo, anche le più piccole vene e cavità, nonché i grandi bioclasti. Per la microcampionatura, sono state utilizzate punte al Tungsteno, da 0,5 mm e 0,8 mm. Queste, dopo ogni microcampionamento, sono state ripulite dai residui di polvere calcarea, attraverso immersione in una soluzione di acido cloridrico al 10% e, successivamente, in acqua distillata.

4.3.3 Analisi degli isotopi stabili

Le analisi degli isotopi stabili sono state effettuate presso l'Isotopen-labor of the Institut für Geologie, Mineralogie and Geophysic della Ruhr-University (Bochum) e presso il laboratorio geochimico dell'Istituto per l'Ambiente Marino Costiero, Geomare, National Research Council, (Napoli). Circa 0.5 mg di polvere è stata messa in un forno per 18 h a 105°C. I campioni sono stati fatti reagire online tramite aggiunta individuale di acido (H_3PO_4) in un Finnigan Gas Bench II. Il rapporto isotopico è stato misurato con uno spettrometro di massa del tipo Finnigan Delta S, i risultati sono riportati con la notazione δ -valore con riferimento a PDB standard. La precisione (1σ), monitorata da ripetute analisi di standards internazionali e di uno standard di laboratorio è stata $\pm 0,09\text{‰}$ per il carbonio e $\pm 0,13\text{‰}$ per l'ossigeno. Misurazioni ripetute danno una riproducibilità nel range di $\pm 0,1\text{‰}$ per $\delta^{13}C$ e $\pm 0,2\text{‰}$ per $\delta^{18}O$.

4.4 Trattamento di “smoothing” delle curve isotopiche

L'utilizzo della stratigrafia con gli isotopi del Carbonio su sedimenti di piattaforma carbonatica, permette di studiare in maniera più dettagliata il record degli eventi paleoceanografici e paleoclimatici succedutisi nel tempo geologico.

Le successioni di piattaforma hanno infatti un record sedimentario espanso rispetto a quelle pelagiche e possono quindi, teoricamente, conservare un record molto più dettagliato di tali eventi.

Nel momento in cui si interpreta il segnale del $\delta^{13}C$ registrato nelle sequenze carbonatiche di mare basso, è importante tener conto di eventuali risposte del trend isotopico, in relazione della risoluzione di campionamento.

Curve del $\delta^{13}C$ e del $\delta^{18}O$ di mare basso, come quelle ottenute per questo lavoro di tesi. Sono state ottenute attraverso l'analisi di campioni prelevati con una spaziatura media, di 1 metro/campione. Ad una tale risoluzione, le curve isotopiche, si rivelano caratterizzate da fluttuazioni del segnale isotopico più o meno ampie, e di più alta frequenza, sovrainposte ai maggiori trend di variazione del $\delta^{13}C$.

Queste fluttuazioni, possono essere dovute al fatto che, i carbonati di mare basso, sono molto sensibili ai diversi fattori ambientali che entrano normalmente in gioco in tali ambienti sedimentari. L'evaporazione, la diagenesi, i processi biologici come la fotosintesi, la mineralogia non omogenea dei sedimenti, possono contribuire a generare, a scala locale, shift di alta frequenza dei trend isotopici. Tuttavia, tali segnali, possono riflettere anche “rumori di fondo” non legati a cause naturali.

Per poter attuare una correlazione del segnale isotopico del $\delta^{13}\text{C}$, con le curve pelagiche di riferimento, bisogna quindi, in un certo senso, cercare di “bilanciare” l’alta frequenza delle curve di mare basso, con quella delle curve di bacino, caratterizzate da fluttuazioni di ordine maggiore del segnale isotopico meno marcate.

A tal fine, in questo lavoro di tesi, le curve del $\delta^{13}\text{C}$ e del $\delta^{18}\text{O}$, sono state costruite applicando un trattamento di “*smoothing*” ai valori analitici. Questa operazione, ha permesso di ridurre l’effetto delle fluttuazioni di alta frequenza del segnale isotopico e di facilitare le correlazioni chemostratigrafiche tra le curve.

In particolare, è stata eseguita una media mobile considerando finestre di ampiezza pari a tre valori, con uno shift, tra un punto mediato ed il successivo, uguale all’ampiezza della finestra. Ciò vuol dire che la media mobile, è stata attuata su un valore ogni tre. (fig.4).

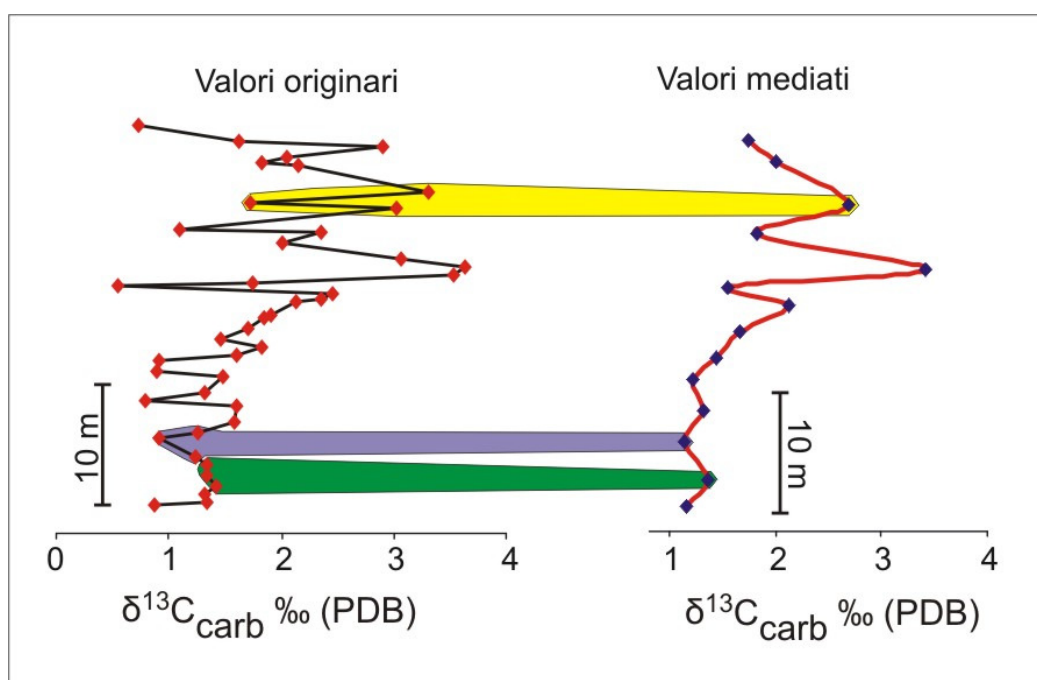


Fig4. Porzioni di curve del $\delta^{13}\text{C}$ che mostrano il risultato di una media mobile a tre punti, come quella effettuata per le curve studiate in questa tesi. Ogni valore della curva mediata (a destra), corrisponde alla media di tre valori adiacenti, nella curva dei dati originari. Si nota come il trend isotopico generale del $\delta^{13}\text{C}$ non risulta alterato dal trattamento di “*smoothing*”.

CAPITOLO V

Chemostratigrafia e biostratigrafia

Negli ultimi anni, un numero sempre maggiore di lavori ha messo in evidenza come almeno le maggior escursioni del $\delta^{13}\text{C}$, per esempio quelle legate alla perturbazione del ciclo del carbonio durante gli OAEs, possano essere registrate anche nei calcari di mare basso ed essere, quindi, usate per stabilire precise correlazioni con le successioni di mare profondo (Varhenkamp, 1996; Ferreri et al., 1997; Grottsch et al., 1998; Jenkyns, 1995; Parente et al., 2007).

Le variazioni isotopiche del $\delta^{18}\text{O}$ sono invece difficilmente utilizzabili quali strumento di correlazione, poiché risentono, in maniera maggiore, di effetti diagenetici e/o ambientali-locali (capitolo III). La variazione della composizione isotopica dell'Ossigeno può tuttavia essere utilizzata, al fine di discriminare trend isotopici del $\delta^{13}\text{C}$ che potrebbero esprimere segnali diagenetici, da quelli che invece riflettono un segnale isotopico marino originario.

Molti lavori negli ultimi decenni (Dickson & Coleman, 1980; Lohmann, 1988; Marshall, 1992; Patterson & Walter, 1994), hanno investigato gli effetti dell'alterazione diagenetica sui carbonati, in relazione alle variazioni del $\delta^{13}\text{C}$ e del $\delta^{18}\text{O}$.

Ciò ci ha insegnato che il record degli isotopi stabili derivato da sequenze carbonatiche, deve essere attentamente esaminato al fine di valutarne l'affidabilità stratigrafica.

Per questa tesi di dottorato sono state prodotte tre curve del $\delta^{13}\text{C}$ e del $\delta^{18}\text{O}$ di alta risoluzione, per le sezioni del Monte Croce, Monte Motola-Vivo e Monte Coccovello.

Sono stati utilizzati i seguenti criteri al fine di valutare l'attendibilità dei record isotopici ricavati:

1. Sono state considerate e controllate le possibili relazioni tra le evoluzioni di facies ed i trend più consistenti di variazione del segnale isotopico. Lo studio delle facies, in campagna e attraverso le sezioni sottili ha permesso infatti di individuare i tratti delle successioni con maggiori evidenze di diagenesi meteorica e di esposizione subaerea più o meno prolungata.
2. Le curve del $\delta^{13}\text{C}$ sono state messe a confronto tra loro, in modo da controllare se i trend più consistenti del segnale isotopico potessero essere correlati tra le sezioni ed eventualmente riconoscerne variazioni locali.
3. Le curve del $\delta^{13}\text{C}$ sono state messe a confronto con le curve di riferimento pelagiche per l'intervallo Barremiano –Albiano. In questo modo si è potuta valutare la possibilità che i trend del $\delta^{13}\text{C}$ delle curve studiate ricalcassero quelli globali registrati in oceano aperto.

Il livello ad *Archeoalveolina reicheli* è stato utilizzato come “*tie-point*” indipendente per la correlazione tra le curve del $\delta^{13}\text{C}$ delle sezioni studiate, e per la correlazione con le curve di riferimento pelagiche..

L'elaborazione dei dati chemostratigrafici, come descritto nel precedente capitolo, è avvenuta attraverso procedure di “*smoothing*” delle curve. Questo trattamento è stato attuato, al fine di ottenere una riduzione delle fluttuazioni di più alta frequenza, sovrainposte ai trend di variazione isotopica a scala decametrica.

5.1 Descrizione delle curve del $\delta^{13}\text{C}$ e del $\delta^{18}\text{O}$

5.1.1 Monte Croce

Per la successione del Monte Croce sono stati analizzati 215 campioni, con una spaziatura media di 0,9 m/campione. Il livello ad *A.reicheli* è posto a 75,9 m dalla base della serie. La distanza massima tra due campioni in successione è stata di 7,9 m, in corrispondenza di uno dei pochi intervalli dove la cattiva esposizione degli strati ha impedito una risoluzione spaziale inferiore di campionamento. Inoltre i livelli dolomitici o intensamente dolomitizzati, non sono stati selezionati per le analisi degli isotopi stabili.

Sono stati individuati 5 intervalli chemostratigrafici, sulla base dei principali trend e picchi isotopici del $\delta^{13}\text{C}$ e del $\delta^{18}\text{O}$ (**fig.1**):

Intervallo A (0 m – 56,4 m).

Quest'intervallo mostra, nei primi 8,4 m, un marcato decremento dei valori del $\delta^{13}\text{C}$, da +0,7‰ a -1,0‰. Da questo punto e fino a 39,1 m, la curva del $\delta^{13}\text{C}$ è caratterizzata da un graduale aumento dei valori di 3,1‰, che da -1,0‰ raggiungono +2,1‰, con fluttuazioni di più alta frequenza sovrainposte. Da 39,1 m a 56,4 m, si assiste prima ad una improvvisa diminuzione dei valori fino a 44,1 m (da +2,1‰ a +1,0‰), poi questi si attestano intorno a +1,1‰, formando un piccolo plateau, con oscillazioni di ampiezza massima pari a 0,4‰.

La curva del $\delta^{18}\text{O}$ in questo intervallo è caratterizzata da valori che, fino a 37,6 m, sono stabili attorno a +0,6‰. Da 37,6 m comincia un graduale decremento dei valori che, in 5,4 m di intervallo, diminuiscono dell'1,3‰ (da -0,7‰ a -2,0‰). Da qui e fino alla fine dell'intervallo, i valori tornano a stabilizzarsi, senza mostrare alcun trend, attorno a -2,0‰, formando un plateau di 17,8 m.

Intervallo B (56,4 m– 76,5 m).

La curva del $\delta^{13}\text{C}$ in questo intervallo è caratterizzata da un primo tratto, fino a 63,5 m, che presenta una marcata escursione positiva di 1,9‰, con valori che raggiungono un picco intorno a +3,0‰. Questa escursione positiva è seguita, nel tratto successivo, da un rapido ritorno verso valori minori di quelli pre-escursione (+0,7‰). Questo trend negativo è caratterizzato da un picco positivo di ordine maggiore sovrimposto, abbastanza pronunciato, che a 72,8 m raggiunge un valore del $\delta^{13}\text{C}$ di 2,4‰. Da questo punto in poi, si assiste ad un drastico decremento dei valori. Questi infatti raggiungono +0,7‰ in un tratto di appena 3,7 m, con uno shift negativo di ampiezza pari a 1,7‰.

La curva del $\delta^{18}\text{O}$ in questo intervallo, è caratterizzata da un graduale aumento dei valori che, da -2,0‰ della fine del precedente tratto, raggiungono -0,1‰ alla fine dell'intervallo.

Intervallo C (76,5 m – 119,3 m).

Questo intervallo è caratterizzato, nel primo tratto, da una prominente escursione positiva del $\delta^{13}\text{C}$, di 2,9‰. Da +0,7‰, i valori raggiungono un picco a +3,5‰ (99,7 m), per poi cominciare a diminuire fino alla fine dell'intervallo, dove si raggiungono valori simili a quelli pre-escursione (+1,0‰). In questo tratto discendente dei valori, a 110,9 m, si registra un picco positivo di ordine maggiore, caratterizzato da un ampiezza di 0,5‰.

La curva del $\delta^{18}\text{O}$ presenta valori pressochè stabili attorno a -0,2‰, fino a 86,8 m. Da questo punto, si registra un lieve aumento dei valori del $\delta^{18}\text{O}$, che raggiungono, a 100,4 m, +0,1‰, per poi diminuire, alla fine dell'intervallo, fino a -0,9‰. E' presente in

questo tratto decrescente, un lieve picco di più alta frequenza, con un'ampiezza di 0,3‰.

Intervallo D (119,3 m – 160,7 m).

Questo intervallo inizia con un aumento dei valori del $\delta^{13}\text{C}$ che, da +0,9‰, raggiungono un picco a +2,2‰ (133,8 m). Il tratto che segue, fino 160,7 m, è caratterizzato da una leggera e generale diminuzione dei valori, con sovrainposte fluttuazioni di più alta frequenza, che oscillano tra +1‰ e +2,2‰.

Come per il tratto precedente, la curva del $\delta^{18}\text{O}$ registra in questo intervallo valori molto stabili, attorno a -0,5‰, con sovrainposte fluttuazioni di più alta frequenza che oscillano tra -0,8‰ e -0,2‰.

Intervallo E (160,7 m – 212,9 m).

In generale questo intervallo è caratterizzato da un trend discendente dei valori del $\delta^{13}\text{C}$. Nei primi 4,6 m, il $\delta^{13}\text{C}$ si registra una netta diminuzione dei valori pari a 1,2‰ (da +1,8‰ a +0,6‰). Nel tratto successivo, fino a 190,1 m, i valori subiscono un'ulteriore diminuzione, fino a raggiungere +0,1‰, con oscillazioni di frequenza maggiore sovrainposte al trend generale. Da questo punto, comincia un'escursione positiva che a 193,4 m, individua un picco a +1,7‰ (shift di 1,9‰), per poi decrescere e ritornare, a 199,9 m, ai valori pre-escursione (-0,1‰). Gli ultimi metri dell'intervallo registrano una diminuzione dei valori del $\delta^{13}\text{C}$ fino a -0,5‰, con oscillazioni di ordine maggiore sovrainposte.

In quest'intervallo il trend del $\delta^{18}\text{O}$ si mantiene in generale stabile attorno a -0,5‰, con oscillazioni d'alta frequenza e ampiezza minore rispetto a quelle del $\delta^{13}\text{C}$. Solamente a 196,7 m si raggiunge un picco con valori più positivi, che raggiungono +0,4‰, dopo uno shift di 0,8‰.

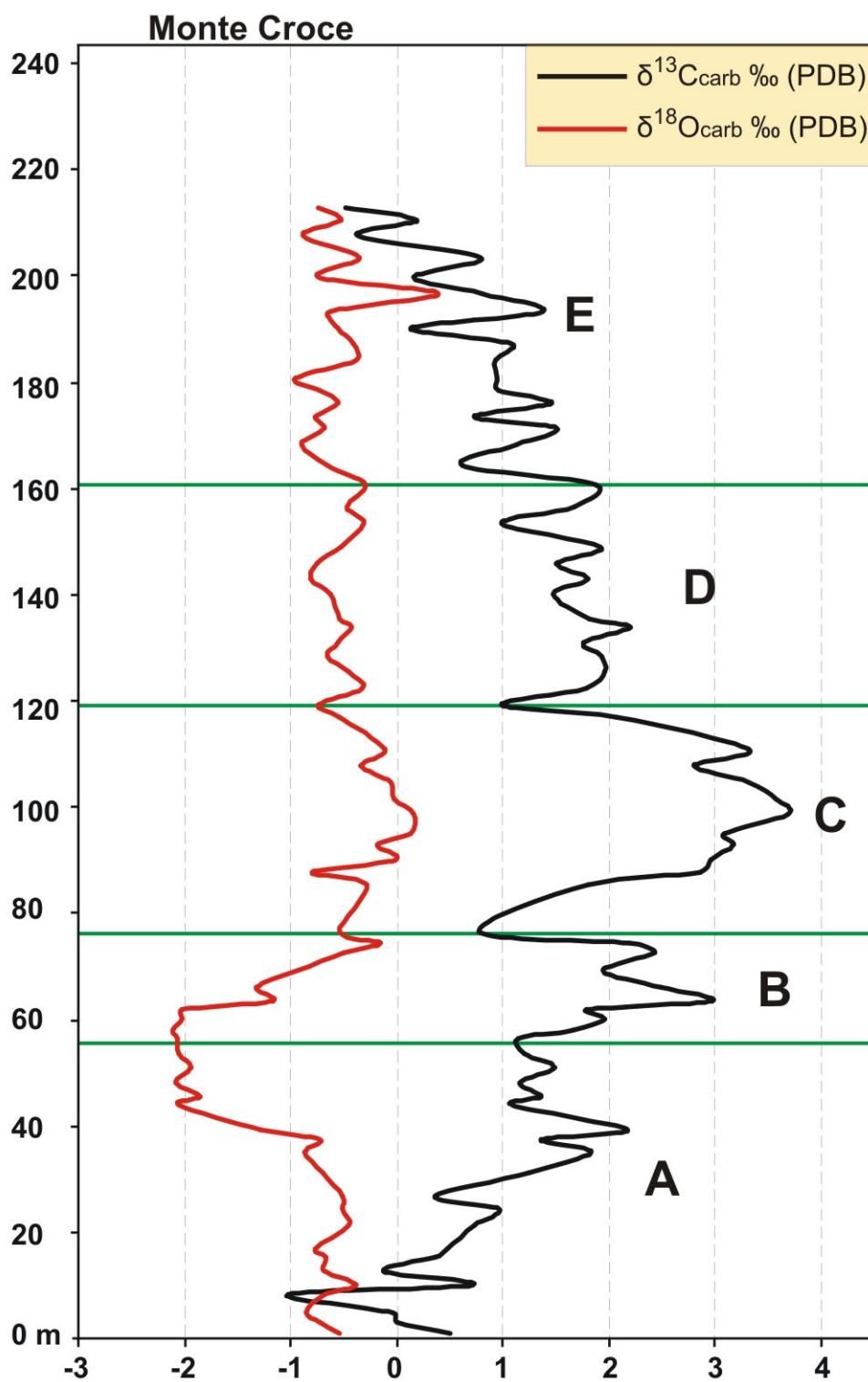


Fig.1: Monte Croce. Le curve di variazione del $\delta^{13}\text{C}$ e del $\delta^{18}\text{O}$ sono state suddivise in 5 intervalli chemostratigrafici (A-E).

5.1.2 Monte Motola-Monte Vivo

Per la successione del Monte Motola-Monte Vivo sono stati analizzati 231 campioni con una spaziatura media di 1,1 m/campione. Il livello ad *A.reicheli* è posto a 125,1 m dalla base. La distanza massima tra due campioni successivi è stata di 6,6 m, in corrispondenza di un tratto caratterizzato da copertura vegetale che ha impedito il campionamento.

Sono stati individuati 6 intervalli chemostratigrafici, sulla base dei principali trend e picchi isotopici del $\delta^{13}\text{C}$ e del $\delta^{18}\text{O}$ (fig.2):

Intervallo A (0 m – 46,7 m).

Il primo intervallo è caratterizzato, fino a 21,0 m, da un trend discendente del $\delta^{13}\text{C}$, con valori che raggiungono 0,0‰ dopo uno shift di circa 1,3‰. Due piccole escursioni positive di ordine maggiore si sovrappongono a questa diminuzione dei valori. A seguire, fino alla fine dell'intervallo, il trend generale rispecchia un aumento graduale dei valori. Nell'intervallo tra 21 m e 33,2 m, i valori del $\delta^{13}\text{C}$ risalgono fino a +1,4‰, per poi ridiminuire fino a +0,7‰, a 39,6 m. L'intervallo termina con un lieve picco positivo sovrapposto, di ampiezza pari a 0,5‰.

In questo intervallo, la curva del $\delta^{18}\text{O}$ è caratterizzata da un leggero decremento dei valori, con oscillazioni di più alta frequenza sovrapposte al trend generale. Una di queste individua una piccola escursione negativa di 0,8‰ a 14,8 m, seguita da un ritorno a valori pre-escursione. Complessivamente si ha uno shift negativo di 1,2‰ (da -1,9‰ a -3,1‰).

Intervallo B (46,7 m – 85,6 m).

Nei primi 15,9 m di questo intervallo, i valori aumentano gradualmente fino a raggiungere +2,2‰. Questa risalita avviene due picchi positivi, il primo a 49,5 m con uno shift di 0,9‰, il secondo, a 62,6 m con uno shift di 1,1‰. Da questo punto, il trend generale del $\delta^{13}\text{C}$, mostra una diminuzione sostenuta dei valori fino alla fine dell'intervallo, dove si raggiunge il valore di +0,7‰, con uno shift negativo di 1,6‰.

La curva del $\delta^{18}\text{O}$ registra, in questo intervallo, valori stabili attorno a -2,5‰, con sovrapposte fluttuazioni di ordine maggiore con valori compresi tra -2,2‰ e -3,0‰.

Intervallo C (85,6 m – 96,4 m).

Quest'intervallo è caratterizzato da un'escursione positiva, che si manifesta con una risalita dei valori fino a +1,2‰ (a 89,7 m), seguita da una diminuzione. Tale decremento, prima blando (fino a 94,5 m), poi più sostenuto, individua un picco negativo a 96,4 m, con un valore del $\delta^{13}\text{C}$ pari a +0,1‰.

Il $\delta^{18}\text{O}$ in quest'intervallo, è caratterizzato da una lieve diminuzione dei valori, che raggiungono il valore minimo di -3,1‰.

Intervallo D (96,4 m – 129,5 m).

Questo intervallo è caratterizzato, fino a 114,1 m, da una prominente escursione positiva del $\delta^{13}\text{C}$ che, da +0,1‰ all'inizio dell'intervallo, raggiunge un valore massimo pari a +2,6‰, con uno shift di 2,5‰. In questo tratto si registra, sovrapposto al trend generale, un lieve picco negativo di ordine maggiore, con un'ampiezza di 0,4‰. I valori diminuiscono poi, in modo costante, fino alla fine dell'intervallo, dove si raggiungono valori di +0,7‰, più alti di 0,6‰ rispetto a quelli pre-escursione (+0,1‰).

La curva del $\delta^{18}\text{O}$ in questo intervallo, comincia con una risalita sostenuta dei valori, che individua un picco a -1,2‰ (105,6 m), dopo uno shift di 1,9‰. Verso l'alto, dopo

un ritorno a valori più bassi (shift di 0,9‰), comincia un'altra risalita del $\delta^{18}\text{O}$. Questa fa registrare uno shift positivo di 0,8‰ ed è seguita da un ritorno verso valori più negativi, fino a raggiungere -2,4‰ alla fine dell'intervallo.

Intervallo E (129,5 m – 181,2 m).

In questo intervallo, il $\delta^{13}\text{C}$ presenta un trend a grande scala stabile, con valori che oscillano intorno a +1,0‰. Più nel dettaglio è possibile individuare tre escursioni positive sovrainposte a questo trend. Esse disegnano dei picchi a 145,6 m, 155,4 m e 181,2. La prima è caratterizzata da uno shift positivo di 1,2‰. La seconda è più lieve (shift di 0,7‰) mentre la terza, che chiude l'intervallo, è identica alla prima con uno shift di 1,2‰.

Il $\delta^{18}\text{O}$ in questo intervallo si mantiene praticamente stabile e con un range abbastanza stretto dei valori, che oscillano, con ampiezza massima di 0,5‰, intorno a -2,0‰.

Intervallo F (181,2 m – 271,4 m).

La prima parte di questo intervallo, fino a 224,7 m, è caratterizzata da un trend di costante diminuzione dei valori, prima blanda, poi più sostenuta, con uno shift negativo di 3,6‰ (da +1,6‰ a -2,0‰). Fino a 219,3 m si registrano delle fluttuazioni di più alta frequenza, sovrainposte al trend generale di diminuzione dei valori.

Da 219,3 m fino a 224,7 m la discesa dei valori diventa sostenuta, individuando un picco negativo in virtù di uno shift pari a 2,0‰ in 4,4 m.

Da questo punto, si registra un'ampia escursione positiva del $\delta^{13}\text{C}$ che, in 3,1 m (da 224,7 m a 227,8 m), raggiunge un picco che si attesta a +0,9‰, con uno shift di 3,0‰.

Il tratto finale, si presenta come un plateau che si attesta intorno a +1,0‰, con sovrainposte fluttuazioni di più alta frequenza e di ampiezza massima pari a 0,6‰.

Il $\delta^{18}\text{O}$ presenta in questo intervallo un trend di variazione dei valori in cui una prima parte, (fino a 237,9 m) è caratterizzata da oscillazioni più sostenute del segnale, mentre il tratto finale forma un plateau positivo, i cui valori si attestano intorno a -2,2‰.

In particolare, all'interno del primo tratto si registrano fluttuazioni di ampiezza elevata (1,0‰), sovrainposte al trend generale. Queste individuano tre picchi negativi a 207,9 m, 227,8 m e 237,9 m.

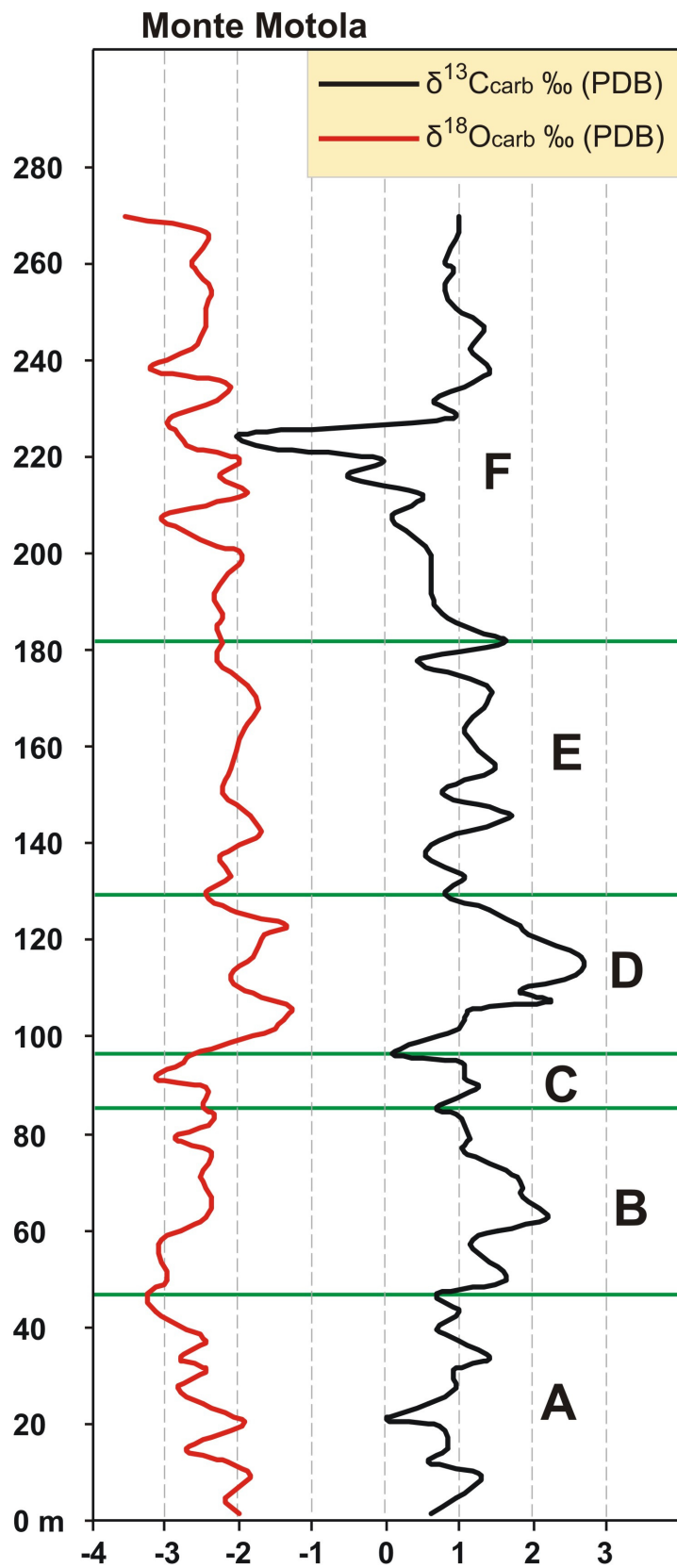


Fig.2: Monte Motola – Monte Vivo. Le curve di variazione del $\delta^{13}\text{C}$ e del $\delta^{18}\text{O}$ sono state suddivise in 6 intervalli chemostratigrafici (A-F).

5.1.3 Monte Coccovello

Per la successione del Monte Coccovello sono stati analizzati 158 campioni, con una spaziatura media di 1,0 m/campione. La distanza massima tra due campioni successivi è stata di 4,3 m, anche se purtroppo, sul versante campionato sono molti i tratti di successione (con spessore medio di 2 - 2,5 m), in cui non è stato possibile campionare, per mancanza di strati in affioramento. Al Coccovello, così come per il Monte Croce, non sono stati analizzati campioni dolomitici o intensamente dolomitizzati.

In base ai maggiori trend di variazione del $\delta^{13}\text{C}$ e del $\delta^{18}\text{O}$, sono stati individuati 5 intervalli chemostratigrafici (**fig.3**):

Intervallo A (0 m – 44,1 m).

I primi metri della curva del $\delta^{13}\text{C}$ sono caratterizzati da una risalita dei valori fino ad un picco positivo che, a 13,4 metri, raggiunge +1,0‰, con uno shift di 1,0‰. Da questo punto fino ai 28,5 m, i valori diminuiscono fino a raggiungere -0,5‰, per poi risalire in modo abbastanza netto formando un picco a +0,6‰ (36,1 m). Fino alla fine dell'intervallo si registra una diminuzione abbastanza netta del $\delta^{13}\text{C}$, con uno shift di 1,9‰ (da +0,6‰ a -1,3‰). Quest'ultimo trend negativo è interrotto da un picco positivo di ordine maggiore sovrainposto, con un ampiezza di 0,7‰.

Per ciò che riguarda il $\delta^{18}\text{O}$, i primi 13,4 m, sono caratterizzati da un aumento dei valori, con un picco di -1,6‰ (6,2 m), seguito da una diminuzione di 1,3‰ (fino a -2,9‰). Da questo punto, il trend del $\delta^{18}\text{O}$ registra un progressivo aumento dei valori che raggiungono -1,6‰, a 36,1 m mentre, verso la fine dell'intervallo, si riconosce l'inizio di un trend verso valori più negativi.

Intervallo B (44,1 m – 72,5 m).

In questo intervallo il trend del $\delta^{13}\text{C}$ mostra un aumento consistente dei valori. Fino a 60,5 m, si registra uno shift positivo del $\delta^{13}\text{C}$ di 3,1‰ (da -1,3‰ a +1,8‰), con oscillazioni di frequenza maggiore sovrinposte che formano due picchi positivi (a 46,0 m e a 55,0 m) lungo il trend di risalita. Da questo punto e fino alla fine dell'intervallo, i valori tornano a diminuire passando da +1,8‰ a +0,8‰.

I valori del $\delta^{18}\text{O}$ di quest'intervallo, sono abbastanza stabili attorno a -2,0‰, fino a 57,5 m, con oscillazioni di ordine maggiore sovrinposte al trend generale. Da questo punto comincia un trend leggermente discendente dei valori, che raggiungono, alla fine dell'intervallo, -2,7‰.

Intervallo C (72,5 m – 94,2 m).

In questo intervallo il $\delta^{13}\text{C}$ è caratterizzato da un'importante escursione positiva, con un'ampiezza di 2,6‰, che raggiunge un picco a 81,2 m (+3,2‰), prima di tornare, alla fine dell'intervallo, su valori leggermente più negativi di quelli pre-escursione (+0,2‰). Il record del $\delta^{18}\text{O}$ è caratterizzato da un trend leggermente crescente con valori che, da -2,7‰, raggiungono -1,9‰ alla fine dell'intervallo.

Intervallo D (94,2 m – 119,2 m).

Questo intervallo comincia con un brusco aumento del $\delta^{13}\text{C}$ che, a 95,8 m raggiunge un picco di +2,4‰, con uno shift positivo di 2,1‰. Da questo punto in poi, comincia un sostenuto trend di discesa che raggiunge un valore di -0,7‰, a 108,1 m. In quest'ultimo tratto discendente, si registra un lieve picco positivo di più alta frequenza a 102,2 m. L'intervallo continua verso l'alto con un'ulteriore escursione positiva del $\delta^{13}\text{C}$, che

raggiunge un picco di $-0,1\text{‰}$ a 114 m, prima di ritornare verso valori ancora più negativi ($-2,0\text{‰}$) alla fine dell'intervallo.

Il $\delta^{18}\text{O}$, dopo una breve diminuzione dei valori nei primi 6 m, si stabilizza intorno a $-2,5\text{‰}$, mantenendo un trend stabile fino alla fine dell'intervallo. Si riconoscono comunque, sovrainposte a questo trend, fluttuazioni di ordine maggiore con ampiezza massima di $0,7\text{‰}$.

Intervallo E (119,2 m – 160,4 m).

I primi 8,0 m di quest'intervallo registrano un trend discendente fino a raggiungere valori di $-2,3\text{‰}$. Da qui fino a 135,8 m si registra una prima escursione positiva che raggiunge un picco a $-0,7\text{‰}$. Dopo un ritorno verso valori più bassi, con un picco negativo a 145,6 m (shift di $1,6\text{‰}$), i valori del $\delta^{13}\text{C}$ tornano a risalire, raggiungendo $-0,1\text{‰}$ a 149,0 m. L'intervallo finisce con un picco negativo del $\delta^{13}\text{C}$ che raggiunge $-1,5\text{‰}$, prima di risalire di nuovo a $+0,3\text{‰}$. Quest'alternanza di brusche escursioni positive e negative, disegna comunque un trend generale dell'intervallo caratterizzato da valori crescenti del $\delta^{13}\text{C}$.

I valori del $\delta^{18}\text{O}$ sono in generale stabili attorno a $-2,5\text{‰}$, con una leggera diminuzione dei valori a partire da 140 m, fino ad un picco negativo più pronunciato (shift di $1,2\text{‰}$), a 152,2 m.

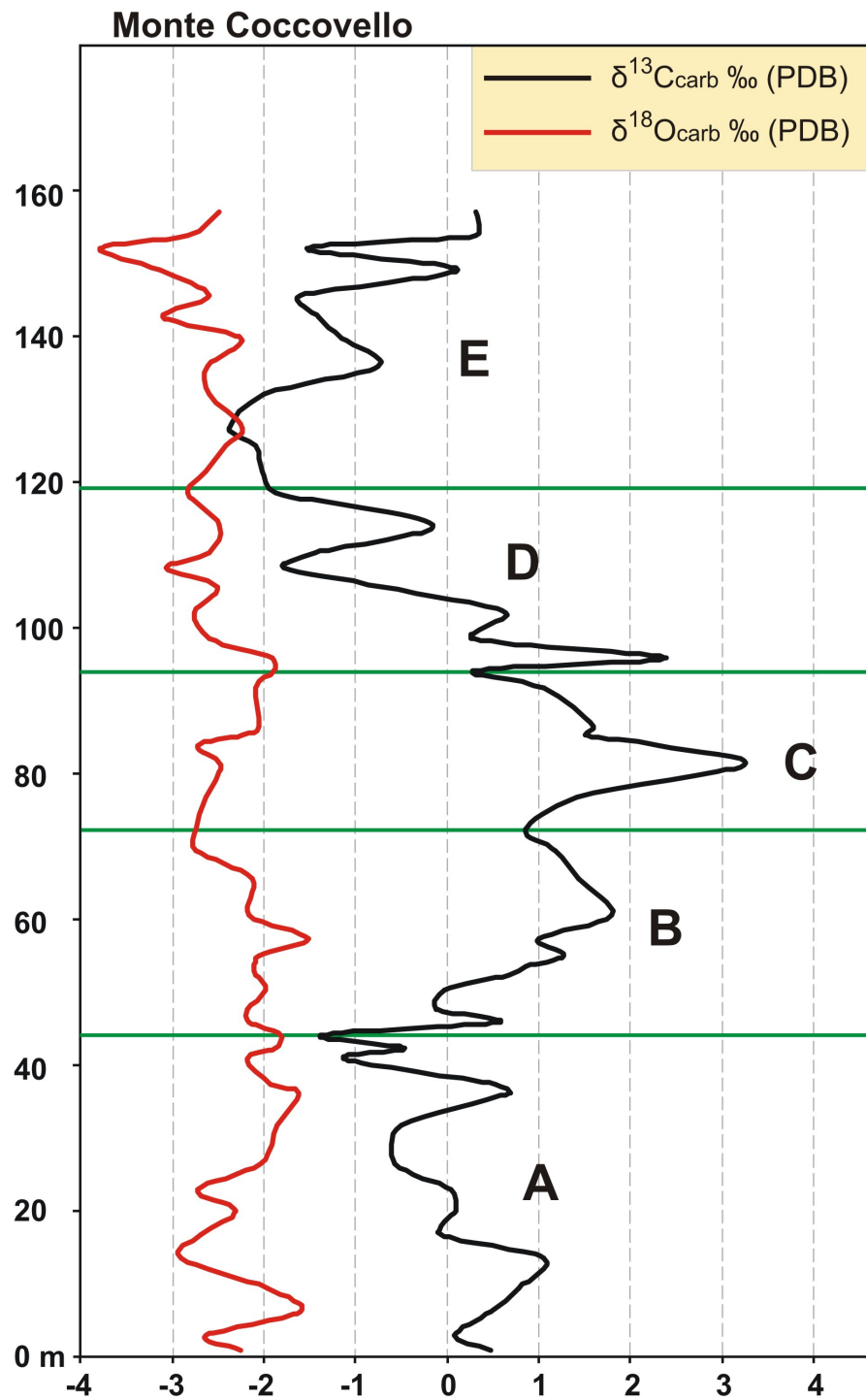


Fig.3: Monte Coccovello. Le curve delle variazioni del $\delta^{13}\text{C}$ e del $\delta^{18}\text{O}$ sono state suddivise in 5 intervalli chemostratigrafici (A-E).

5.1.4 Analisi degli effetti della diagenesi

Le tre curve analizzate, presentano una serie di importanti escursioni positive dell' $\delta^{13}\text{C}$. Al Monte Croce esse si riconoscono soprattutto in corrispondenza degli intervalli chemostratigrafici B e C, con uno shift del segnale isotopico rispettivamente di 1,9‰ e 2,9‰. Il segnale del $\delta^{18}\text{O}$ in questa successione, sembra mostrare in generale un trend correlabile a quello del $\delta^{13}\text{C}$ in corrispondenza delle maggiori escursioni, seppur con fluttuazioni di ampiezza minore e di più alta frequenza.

Al Monte Motola il trend del $\delta^{13}\text{C}$ presenta, negli intervalli D ed F, le due più importanti escursioni positive. La prima inizia a 96,4 m ed è caratterizzata da uno shift dei valori di 2,5‰. La seconda, a 224,7 m, registra uno shift dei valori di 3,0‰. Così come accade al Monte Croce, il segnale registrato dal $\delta^{18}\text{O}$ al Monte Motola sembra mostrare in generale delle similitudini con il trend del $\delta^{13}\text{C}$, in corrispondenza dei tratti caratterizzati dalle maggiori escursioni positive.

Tra gli intervalli C e D (da 91,3 m a 105,6 m), il $\delta^{18}\text{O}$ del Monte Motola, registra un aumento dei valori di 1,9‰.mentre, la curva del $\delta^{13}\text{C}$, traccia sia un picco negativo (al limite dei due intervalli), sia un tratto della prominente escursione positiva che lo segue (fino a 105,6 m). E' interessante notare come le facies rivelino per i tratti appena descritti, significative evidenze di emersione. Uno shift verso valori positivi del $\delta^{18}\text{O}$ associato a diminuzione del $\delta^{13}\text{C}$, almeno in corrispondenza del picco negativo, potrebbe essere legato ad intensa evaporazione durante fasi emersive (Patterson & Walter, 1994).

Anche nell'intervallo F, si registra una sostenuta diminuzione del $\delta^{13}\text{C}$, seguita dalla seconda importante escursione positiva registrata al Monte Motola, con uno shift dei valori di 3,2‰. Non è da escludere che il trend negativo così sostenuto che precede quest'escursione possa essere legato parzialmente a diagenesi. Infatti le facies riscontrate in questo tratto della successione del Monte Motola, presentano una serie di nette evidenze di emersione.

Le relazioni finora discusse tra i trend di $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ al Monte Croce ed al Monte Motola, non trovano corrispondenza nelle curve di variazione isotopica del Monte Coccovello. Il segnale del $\delta^{13}\text{C}$ di questa serie, presenta infatti a scala decametrica, fluttuazioni di ampiezza maggiore rispetto al Monte Croce ed al Monte Motola. Dall'inizio dell'intervallo B fino al picco positivo dell'intervallo C, si assiste ad una risalita dei valori di 4,5‰ in circa 35 m di spessore. Ancora, da questo picco positivo fino ai primi metri dell'intervallo E, i valori diminuiscono di 5,5‰ in un tratto di 45 m. Queste ampie fluttuazioni del $\delta^{13}\text{C}$ si contrappongono ad un segnale del $\delta^{18}\text{O}$ che, per l'intero tratto analizzato, si mantiene pressochè stabile, attestandosi intorno a -2,0‰, con oscillazioni di frequenza maggiore che variano tra -1,5‰ e -3,0‰. Il $\delta^{18}\text{O}$ infatti, non evidenzia significativi trend di correlazione con la curva del $\delta^{13}\text{C}$.

La successione del Monte Coccovello è caratterizzata da numerosi tratti che evidenziano emersioni della piattaforma. Fluttuazioni verso valori negativi del $\delta^{13}\text{C}$ in corrispondenza di questi tratti, sono presenti a diverse altezze.

Queste relazioni tra $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ al Monte Coccovello, potrebbero essere imputate ad un'impronta diagenetica di tipo meteorica sul segnale isotopico. Un range dei valori relativamente ristretto del $\delta^{18}\text{O}$, potrebbe riflettere infatti, la composizione quasi costante delle acque meteoriche riequilibrarsi. Le acque meteoriche infatti, a latitudini tropicali-equatoriali, hanno una composizione del $\delta^{18}\text{O}$ che va ad equilibrarsi con quella delle acque oceaniche coeve ("meteoric calcitic line" di Lohmann, 1988) (capitolo III).

Le relazioni tra i trend isotopici osservati nelle serie studiate, appaiono più chiare se si fa riferimento al grafico di **fig.4**, in cui sono stati plottati i valori del $\delta^{18}\text{O}$ (in ascissa) e del $\delta^{13}\text{C}$ (in ordinata), di ogni campione analizzato.

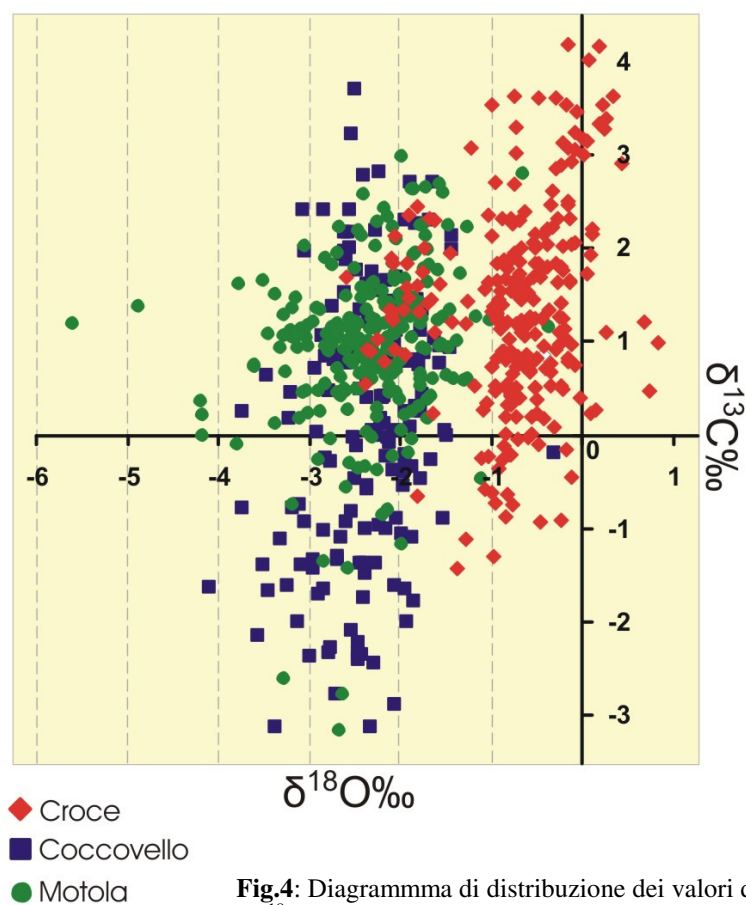


Fig.4: Diagramma di distribuzione dei valori di $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, di ogni campione analizzato, nell'ambito delle tre serie studiate.

Si nota subito che il $\delta^{13}\text{C}$ al Monte Coccovello, presenta una forte variabilità, con valori anche molto bassi, rispetto a quelli del Monte Motola e del Monte Croce. Il $\delta^{18}\text{O}$ invece, come detto, ha un range più stretto, compreso tra $-1,5\text{‰}$ e $-3,0\text{‰}$.

I campioni del Monte Motola mostrano in genere, una dispersione minore dei valori di $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ rispetto al Monte Coccovello; tuttavia anche al Motola, il range isotopico dell'Ossigeno si attesta tra $-1,5\text{‰}$ e $-3,0\text{‰}$.

Il Monte Croce invece rivela una distribuzione del $\delta^{18}\text{O}$ con valori chiaramente più positivi rispetto a quelli delle altre due serie studiate: questi si attestano infatti tra $0,0\text{‰}$ e $1,0\text{‰}$. Si può notare inoltre una serie di valori più bassi che si attestano attorno a $-2,0\text{‰}$. Questi valori negativi del $\delta^{18}\text{O}$, sono associati ad una consistente diminuzione di circa $1,3\text{‰}$, che parte da $39,1\text{ m}$ e forma un plateau con valori intorno a $-2,0\text{‰}$, prima di ritornare verso valori più positivi, simili a quelli pre-escursione ($-0,3\text{‰}$) (**fig.1**).

A ridosso del picco negativo dell'intervallo B, il consistente ritorno del $\delta^{18}\text{O}$ verso valori più positivi (shift di $2,0\text{‰}$), si contrappone, come al Monte Motola, ad un sostenuto trend di diminuzione del $\delta^{13}\text{C}$, legato probabilmente ad orizzonti emersivi e ad una intensa evaporazione.

5.2 Correlazione tra le curve del $\delta^{13}\text{C}$ delle sezioni studiate

Le tre successioni studiate, sono caratterizzate da facies che testimoniano variazioni da ambienti subtidali di laguna più aperta ad ambienti più ristretti, intertidali o addirittura influenzati da acque dolci continentali. Lo studio sedimentologico rivela che la serie del Monte Croce è quella caratterizzata, nel complesso, dalle facies marine più aperte. Nell'intervallo studiato, infatti, sono pochi i tratti con evidenze importanti d'emersione subaerea, al top dei trend regressivi.

Al contrario, le successioni del Monte Motola e del Monte Coccovello, sono caratterizzate da facies che rivelano una sedimentazione in ambienti deposizionali più ristretti rispetto al Monte Croce. Le facies supratidali, con evidenze di emersioni subaeree, sono frequenti in tutta la successione del Monte Coccovello mentre al Monte Motola, prevalgono soprattutto nella parte alta della serie (dai 130 m in poi).

Tuttavia, le maggiori escursioni positive del $\delta^{13}\text{C}$, risultano “sostenute” anche attraverso le variazioni di facies e la superfici di emersione osservate nelle tre successioni. Questo fattore suggerisce che il pattern isotopico del Carbonio registrato nelle tre curve non può essere interpretato unicamente in termini di variazioni di facies e/o di diagenesi. Per questo motivo si ritiene che almeno i maggiori trend di variazione del $\delta^{13}\text{C}$ analizzati, riflettano il segnale isotopico marino originario.

Nei sedimenti di piattaforma barremiano-albiani dell'Appennino meridionale, uno dei pochi eventi ben datati cronostratigraficamente è il livello ad *A. reicheli*. Quest'importante marker, esteso in tutto il bacino del Mediterraneo, è riferito da Fourcade & Raoult (1973) al Gargasiano medio, sulla base di studi biostratigrafici effettuati in Algeria su sequenze carbonatiche con intercalazioni ad ammoniti. Tale posizione stratigrafica, è stata confermata, in seguito, da Schroeder et al. (1974) e Cherchi et al. (1978).

Le curve del $\delta^{13}\text{C}$ delle sezioni studiate, sono state correlate tra loro, utilizzando come punto di ancoraggio il livello ad *A. reicheli*. A partire da questo punto di correlazione, l'integrazione dei dati chemostratigrafici e biostratigrafici, associati ad evidenze litologiche e sedimentologiche, ha permesso di correlare alcuni trend e dei picchi del $\delta^{13}\text{C}$, registrati nelle tre curve oggetto di studio (**fig.5**).

Al Monte Croce, il livello ad *A. reicheli*, si trova alla fine di una prominente escursione positiva (shift di 2,9‰). La risalita dei valori inizia da un picco negativo posto a 76,5 m e, posizionato, subito sopra il top del “livello a Orbitolina” (76,1 m). L'escursione raggiunge poi il suo picco massimo a 98,6 m.

Anche al Monte Motola il livello ad *A. reicheli* è posto alla fine di un'ampia escursione positiva (shift di 2,5‰) del $\delta^{13}\text{C}$, correlabile con quella che si individua al Monte Croce. Quest'escursione comincia da un picco negativo posto a 97,1 m, per poi raggiungere il suo valore massimo a 115,1 m.

Al Monte Coccovello, il livello ad *A. reicheli* è posizionato alla fine di un' escursione positiva del $\delta^{13}\text{C}$, che individua un picco a 95,8 m. Il picco negativo presente alla base di quest'escursione, è posto a 94,2 m. Stratigraficamente esso è posizionato, come osservato al Monte Croce, subito sopra il top del “livello a Orbitolina” (91,2 m); per tale motivo è stato correlato con i picchi negativi pre-escursione identificati nelle altre due curve.

Confrontando però il trend isotopico legato all'escursione positiva del Monte Coccovello, rispetto a quella del Monte Croce e del Monte Motola, risulta evidente la presenza una forte asimmetria, legata sostanzialmente al tratto di risalita dei valori.

Tale asimmetria, in questa porzione di curva, evidenzia la mancanza di almeno una parte del tratto di risalita del $\delta^{13}\text{C}$, prima del picco positivo posto a 95,8 m. Questo

segmento della serie del Monte Coccovello è caratterizzato, in parte, da copertura vegetale, all'interno della quale, tuttavia, si riconoscono diversi straterelli centimetrici nodulari marnosi, interpretabili come evidenze di una fase emersiva. L'asimmetria del tratto in salita dell'escursione positiva al Monte Coccovello, può essere quindi giustificata dalla presenza di una lacuna stratigrafica. Tra l'altro, anche al Monte Croce ed al Monte Motola si osservano, soprattutto nella parte bassa del tratto di risalita dei valori, evidenze di un trend emersivo della piattaforma.

In tutte e tre le curve del $\delta^{13}\text{C}$, il tratto di aumento dei valori che identificano quest'importante escursione positiva, è caratterizzato dalla presenza dei calcari a *Salpingoporella dinarica*. Al Monte Croce ed al Monte Coccovello, sono stati riconosciuti due livelli di spessore decimetrico, di calcari ricchissimi di *S. dinarica* (acme di questa specie per i biostratigrafi). Il primo, si trova subito prima della base del "livello a Orbitolina", il secondo, qualche metro più sopra. Al Monte Motola invece, è assente il primo dei due livelli a *S. dinarica*, così come il "livello a Orbitolina".

Continuando verso il basso, si riconosce uno shift dei valori del $\delta^{13}\text{C}$, che definisce un'altra escursione positiva, meno pronunciata di quella appena descritta. Il picco negativo che precede quest'escursione è posto a 56,4 m, 85,6 m e 72,5 m dalla base, rispettivamente al Monte Croce, Motola e Coccovello (**fig.5**).

La risalita dei valori è evidente al Monte Croce (shift di 1,9‰) ed al Monte Coccovello (shift di 2,6‰). Al Monte Motola invece, tale escursione occupa uno spessore stratigrafico minore ed è poco pronunciata (shift di 0,6‰); in effetti sembra non essere stata integralmente registrata.

Ciò è dovuto alla presenza di una lacuna stratigrafica (**fig.5**), confermata da diverse evidenze:

- 1) Un'importante superficie d'esposizione subaerea si riconosce in questo tratto della serie, precisamente a 98,0 m dalla base. Essa è caratterizzata da cavità microcarsiche riempite da materiale marnoso verdastro e *black pebbles*.
- 2) Il "livello a Orbitolina", si trova sia al Monte Croce che al Monte Coccovello, alla fine del tratto discendente dell'escursione, manca invece al Monte Motola.
- 3) Il primo livello di calcari a *S. dinarica*, che precede il "livello a Orbitolina" al Monte Croce ed al Monte Coccovello, è invece assente al Monte Motola.
- 4) I calcari for-algali (AL5) ricchi in nubecularidi, sono presenti al Monte Croce ed al Monte Coccovello in corrispondenza del picco positivo dell'escursione in oggetto; al Monte Motola queste facies si riconoscono, in misura ridotta, circa 2,5 m prima della superficie d'esposizione subaerea descritta al punto 1).

Queste evidenze fanno supporre che la lacuna stratigrafica, potrebbe corrispondere almeno a tutto il tratto discendente dell'escursione registrata al Monte Croce ed al Monte Coccovello.

In questo tratto, corrispondente all'intervallo chemostratigrafico B del Monte Croce (**fig.1**), C del Motola e Coccovello (**fig.2,3**), lo studio biostratigrafico condotto sulle successioni, evidenzia che:

- 1) Il tratto iniziale dell'escursione, caratterizzato dalla risalita dei valori del $\delta^{13}\text{C}$, è marcato, in tutte e tre le sezioni, dalla LO di *P. lenticularis*, seguita dalla FO di *D. hahounerensis*.
- 2) Al Monte Croce ed al Monte Coccovello, il picco massimo dell'escursione è marcato dalla LO di *Voloshinoides murgensis*. Ciò avviene anche al Monte Motola, ma la presenza della lacuna stratigrafica descritta prima, rende questo dato più incerto.
- 3) Al Monte Croce ed al Monte Coccovello, la parte finale dell'escursione è caratterizzata dalla presenza del "livello a Orbitolina" che contiene *Mesorbitolina parva* e *Mesorbitolina texana*.

Negli intervalli A del Monte Croce (**fig.1**) e B del Motola e Coccovello (**fig.2,3**) il $\delta^{13}\text{C}$ mostra un trend generale di diminuzione dei valori che inizia da un picco positivo correlabile tra le tre sezioni. Esso è posto rispettivamente a 39,3 m, 62,6 m e 60,5 m dalla base della serie di Monte Croce, Motola e Coccovello (**fig.5**).

In realtà, questa diminuzione del $\delta^{13}\text{C}$, al Monte Croce si rivela particolarmente brusca (1,1‰ in 4,4 m), seguita poi da un piccolo plateau con valori intorno a 1,2‰. Al Monte Motola ed al Monte Coccovello invece, i valori decrescono in modo più costante con uno shift rispettivamente di 1,4‰ e 1,0‰.

In questo tratto di diminuzione dei valori del $\delta^{13}\text{C}$, si riconoscono in tutte e tre le sezioni, la FO di *Palorbitolina lenticularis* e, a seguire, la FO di *V. murgensis*.

Il tratto delle tre curve che precede i picchi positivi correlabili prima descritti, registra un trend di aumento generale dei valori che, al Monte Croce, inizia da un punto negativo (-0,1‰), posto a 12,7 m dalla base della curva.

Questo punto è stato correlato, al Monte Motola, con un picco negativo 46,7 m, al Monte Coccovello, con un picco negativo a 44,1 m. Il picco negativo del Monte Croce a 8,4 m, con valori decisamente più bassi rispetto al picco posto a 12,7 m, è stato scartato da un'eventuale correlazione con le altre due curve perchè probabilmente riflette un segnale diagenetico di tipo meteorico. Questa correlazione, evidenzia che la base della successione del Monte Croce, è posta stratigraficamente più in alto rispetto alla base delle successioni del Monte Motola e del Coccovello.

I primi 46,7 m del Monte Motola e 44,1 m della curva del Monte Coccovello, sono caratterizzati da un trend isotopico del $\delta^{13}\text{C}$ molto simile.

In entrambe le curve, sono stati evidenziati due picchi positivi correlabili tra loro come segue (**fig.5**);

1) Al Monte Motola, il picco positivo posto a 9,4 m, è correlato con il picco positivo che al Monte Coccovello è posto a 13,4 m.

2) Il picco positivo posto a 33,2 m nella curva del Monte Motola, è correlato con il picco positivo posto a 36,1 m al Monte Coccovello.

Al Monte Motola, il tratto compreso tra questi due picchi positivi, è caratterizzato da un picco negativo ben definito, posto a 21,0 m.

Al Monte Coccovello, la curva del $\delta^{13}\text{C}$ mostra invece, tra i due picchi positivi, una diminuzione dei valori poco accentuata, che disegna piuttosto una sorta di piccolo plateau.

Probabilmente, questa differenza, è da imputare alla procedura di *smoothing* eseguita.

Il rumore di più alta frequenza del tratto in oggetto, potrebbe essere stato smussato in maggior misura al Monte Coccovello, rispetto al Monte Motola.

Tale ipotesi è rafforzata dal fatto che, in questa porzione di serie, la risoluzione di campionamento al Monte Coccovello non è stata molto elevata, a causa di diversi tratti coperti da vegetazione.

Lo studio biostratigrafico evidenzia, nei tratti basali delle tre serie, la FO di *Praechrysalidina infracretacea*, seguita dalla FO di *S. dinarica*. In particolare:

1) Al Monte Croce, queste due specie compaiono nel breve tratto di curva che precede il picco negativo posto a 8,4 m. *P.infracretacea* a 0,1 m, *S.dinarica* a 4,6 m.

2) Al Monte Motola la FO di *P.infracretacea* è posta a 23,0 m, *S. dinarica* compare invece a 27,6 m. Entrambe compaiono nel tratto di risalita dei valori che raggiunge il picco positivo posto a 33,2 m. .

3) Al Monte Coccovello, *P. infracretacea* compare per la prima volta a 15,6 m, nel tratto discendente della curva che segue il picco positivo a 13,6 m. *S.dinarica* compare invece a 42,3 m, subito sotto il picco negativo posto a 44,1 m.

I segmenti delle tre curve posti sopra il livello ad *A. reicheli*, registrano fluttuazioni a lungo termine che non disegnano trend ben riconoscibili, come quelli identificati nella

parte inferiore delle curve. Ciò si riflette ovviamente, in una maggiore difficoltà nell'identificare picchi e/o trend correlabili tra le tre curve.

Al Monte Croce, dal livello ad *A. reicheli* fino al top, si assiste ad una generale diminuzione dei valori. Essi registrano fluttuazioni di più alta frequenza ed ampiezza elevata, che identificano alcune escursioni positive. La maggiore di queste è preceduta da un picco negativo posto a 190,1 m e registra uno shift dei valori di 1,3‰.

Il Monte Motola, al di sopra del livello ad *A. reicheli* e fino a 181,2 m, registra un trend isotopico discendente a lungo termine abbastanza stabile. Sono presenti tuttavia fluttuazioni di più alta frequenza ed ampiezza elevata, che identificano un' importante escursione positiva centrata intorno a 181 m, e preceduta da un picco negativo posto a 177,8 m.

Tale escursione presenta uno shift dei valori di 1,2‰, e può essere correlata con l'escursione positiva appena descritta, che al Monte Croce comincia dal picco negativo posto 190,1 m (**fig.5**). I motivi a supporto di tale correlazione sono sostanzialmente due.

1) In entrambe le curve, a partire dai picchi positivi generati da queste due escursioni, si assiste improvvisamente, ad una diminuzione più accentuata dei valori isotopici del $\delta^{13}\text{C}$. Al Monte Croce, tale decremento, continua per circa 20 m fino al top mentre, al Motola, prosegue fino ad un picco negativo posto a 224,7 m.

2) I dati biostratigrafici evidenziano che le escursioni in oggetto, si collocano stratigraficamente tra la FO di *S. turgida* e la FO di *Peneroplis*.

In particolare, al Monte Croce *S. turgida* compare a 177,6 m, *Peneroplis* a 207,6 m. Al Monte Motola, *S. turgida* occorre a 163,8 m, *Peneroplis* a 193,5 m.

Dopo il picco positivo a 177,8 m, la curva del Monte Motola registra, a partire da 224,7 m, una prominente escursione positiva (shift di 3,0‰), seguita poi da un plateau che raggiunge il top della serie.

Al Monte Coccovello, la porzione di curva del $\delta^{13}\text{C}$ sovrapposta al livello ad *A. reicheli*, misura 39,6 m. Essa è caratterizzata da un trend di generale aumento dei valori, con sovrainposte fluttuazioni di più alta frequenza ed ampiezza elevata. La FO di *S. turgida* occorre a 153,4 m, 7,0 m prima del top della successione.

Sopra il livello ad *A. reicheli*, lo spessore ridotto della serie ed il trend isotopico generale sostanzialmente diverso, non permettono di effettuare una correlazione chemostratigrafica tra la curva del Monte Coccovello e quelle del Monte Croce e del Monte Motola.

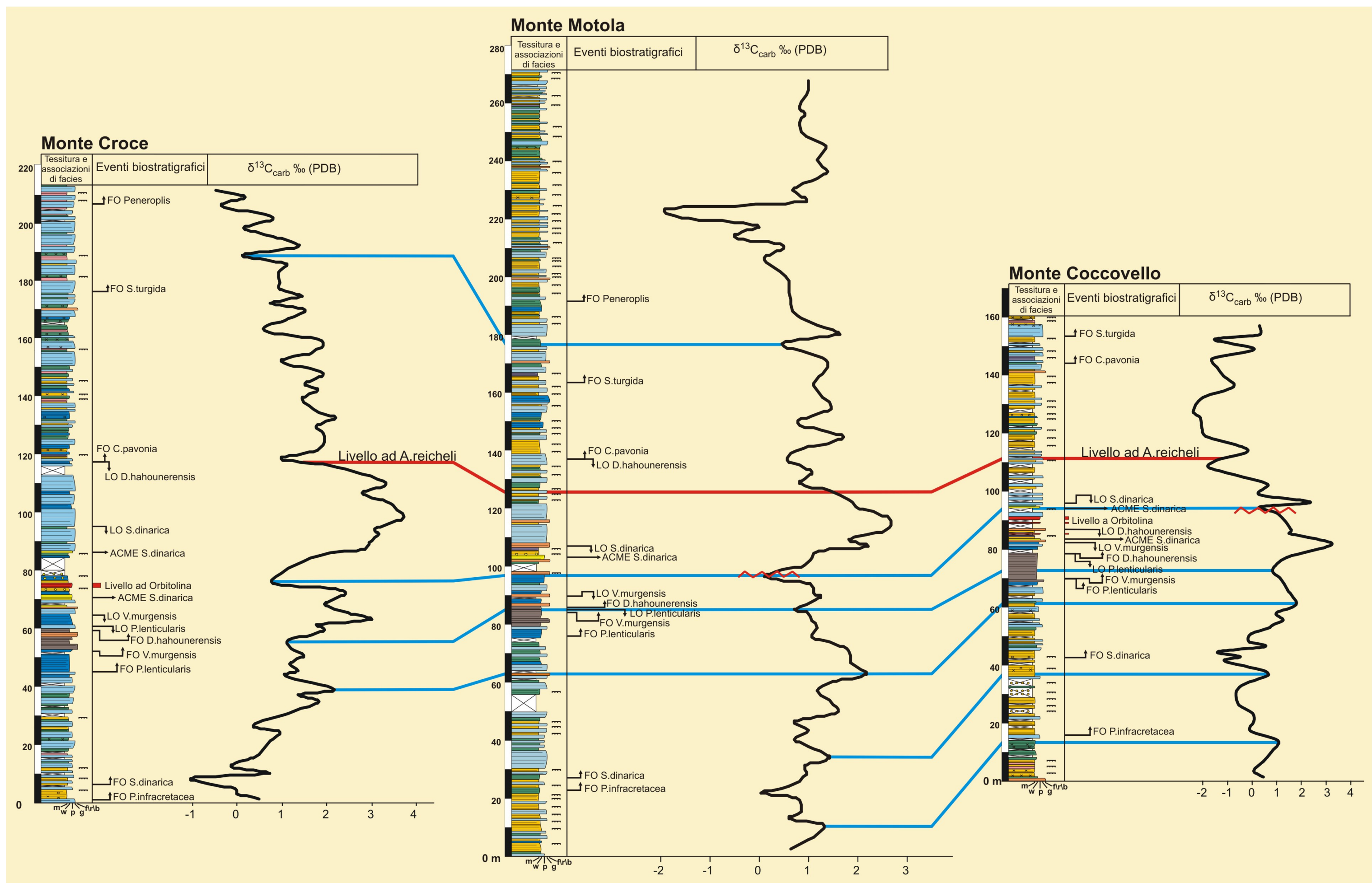


Fig.5: Correlazione delle tre serie oggetto di studio attraverso l'integrazione della stratigrafia con gli isotopi del Carbonio, logs litostratigrafici e principali eventi biostratigrafici. Per la legenda relativa alle tessiture e alle associazioni di facies, si rimanda alla fig. 28 del capitolo II.

5.3 Correlazione delle curve del $\delta^{13}\text{C}$ con le curve di riferimento pelagiche

In genere, nel confrontare il record del $\delta^{13}\text{C}$ di piattaforma con quello pelagico, si deve tener conto di possibili differenze nella struttura e/o nei trend registrati nelle curve isotopiche. In particolare è bene tener conto che:

- 1) Nelle successioni di mare basso la diagenesi meteorica può alterare il segnale isotopico marino originario.
- 2) Nelle successioni di piattaforma, la presenza di lacune stratigrafiche più o meno prolungate si può tradurre in un record discontinuo del segnale isotopico.
- 3) I tassi d'accumulo dei sedimenti nelle successioni di mare basso sono più variabili e in generale più alti rispetto alle successioni di mare profondo.

La curve del $\delta^{13}\text{C}$ delle tre successioni studiate, sono state correlate con le due curve del $\delta^{13}\text{C}$ di riferimento descritte nel capitolo III, ovvero, quella derivata dal "Cismon APTICORE" (Erba et al., 1999) e quella composita proposta da Föllmi et al. (2006). In particolare, la prima è stata utilizzata come riferimento per il tratto del Barremiano, la seconda per il tratto Aptiano inferiore-Albiano inferiore.

Il tratto barremiano della curva di Föllmi et al. (2006), fa riferimento a dati provenienti dai sedimenti del Bacino Vocontiano, presentati da Godet et al. (2006a). Per questo motivo, la correlazione chemostratigrafica tra la curva di Cismon e quella composita di Föllmi et al. (2006) in questo tratto, segue quella proposta da Godet et al. (2006a).

La presenza del livello ad *A. reicheli* riferibile al Gargasiano medio, permette di avere un importante punto di riferimento, ancorato alla scala cronostratigrafica, basata sulle biozone ad ammoniti, plancton e nannoplancton calcareo del dominio tetideo.

La correlazione tra le curve del $\delta^{13}\text{C}$ di mare basso analizzate nella presente tesi e le curve di riferimento pelagiche, ha permesso di definire gli intervalli chemostratigrafici indicati in **figura 6**.

Come discusso nel precedente paragrafo, il livello ad *A. reicheli* si trova alla fine della maggiore escursione positiva riconosciuta nelle curve del $\delta^{13}\text{C}$ delle tre successioni studiate (intervallo D). Tale escursione, è stata correlata con quella legata all'evento Selli (OAE1a) del Beduliano medio, correlabile alla parte bassa della biozona a *D. deshayesi* (**fig.6**).

Il picco negativo presente alla base di questa prominente escursione, nella curva di Föllmi et al. (2006) e nella curva del Cismon apticore, è stato correlato nelle tre curve studiate come segue:

- 1) Al Monte Croce con il picco negativo posto a 76,5 m.
- 2) Al Monte Motola con il picco negativo posto a 97,1 m.
- 3) Al Monte Coccovello con il picco negativo posto a 94,2 m.

Il trend isotopico che caratterizza quest'importante escursione positiva nella curva di Föllmi et al. (2006), è molto articolato. Esso mostra una risalita dei valori molto ripida, di quasi 4‰, seguita da una sorta di plateau interrotto da un'escursione negativa di più alta frequenza. I valori cominciano poi a diminuire in modo graduale fino alla fine dell'escursione, correlabile con la parte alta della biozona a *E. subnodoso-costatum*. Nella curva di Cismon la struttura dell'escursione si presenta più simmetrica, almeno fino all'occorrenza della lacuna stratigrafica che corrisponde alla parte bassa della biozona a *E. subnodoso-costatum* (capitolo III).

La struttura dell'escursione al Monte Croce ed al Monte Motola, dove il record del $\delta^{13}\text{C}$ sembra essere più completo, mostra una simmetria abbastanza elevata. Il trend d'aumento e diminuzione dei valori del $\delta^{13}\text{C}$, ha, infatti, un andamento molto simile.

Continuando verso il basso, la curva di Föllmi et al. (2006), registra un'escursione positiva che precede l'inizio dell'evento Selli OAE1a, caratterizzata da uno shift dei valori di circa 2‰ (intervallo C). Il picco negativo alla base di quest'escursione è correlabile con il limite Barremiano-Aptiano, ovvero con il limite tra le biozone a *C. sarasini* e *D. oglanlensis*. Questo picco negativo si riconosce anche nella curva del Cismon, tuttavia l'escursione positiva che ne segue è molto meno pronunciata (shift di 0,5‰), rispetto a quella che si registra nella curva di Föllmi et al. (2006) (**fig.6**).

Questa escursione, che precede l'evento Selli, si riconosce perfettamente nelle curve del Monte Croce e del Monte Coccovello, mentre è meno pronunciata al Monte Motola, per via della lacuna stratigrafica individuata in questo tratto e discussa nel precedente paragrafo.

Il picco negativo del $\delta^{13}\text{C}$ al limite Barremiano-Aptiano è stato correlato nelle tre cuve studiate come segue:

- 1) Al Monte Croce con il picco negativo posto a 56,4 m.
- 2) Al Monte Motola con il picco negativo posto a 85,6 m.
- 3) Al Monte Coccovello con il picco negativo posto a 72,5 m.

Verso il basso, il tratto della curva di Föllmi et al. (2006), corrispondente al Barremiano superiore, registra un trend del $\delta^{13}\text{C}$ nel quale non si riescono a riconoscere variazioni rilevanti del segnale isotopico. Al contrario, la curva del Cismon presenta, in questa porzione, variazioni più pronunciate del $\delta^{13}\text{C}$. A partire dal limite Barremiano inferiore-Barremiano superiore, queste variazioni a lungo termine del segnale isotopico, si riflettono in un aumento graduale dei valori, seguito poi, nell'ultimo tratto, da una diminuzione verso il limite Barremiano-Aptiano.

In particolare, dal picco negativo posto al limite Barremiano-Aptiano, procedendo verso il basso (intervalli B e A) si riconoscono:

- 1) Un picco negativo appena accennato, riconoscibile anche nella curva di Föllmi et al. (2006), e correlabile con la parte bassa della biozona a *M. sarasini*.
- 2) Un picco positivo correlabile con la parte alta della biozona a *I. giraudi* o con il limite tra le biozone a *I. giraudi* e *M. sarasini*.
- 3) Un picco positivo correlabile con la parte bassa della biozona a *I. giraudi*.
- 4) Un picco negativo, correlabile con la parte mediana della biozona a *G. sartousiana*.
- 5) Un picco positivo correlabile con la parte alta della biozona a *H. sayni*.
- 6) Un picco negativo correlabile con la parte mediana della biozona a *H. sayni*.
- 7) Un picco positivo poco pronunciato, correlabile con il limite Barremiano inferiore-Barremiano superiore, ovvero con il limite tra le biozone a *C. darsi* e *H. uhligi*.

Al di sotto del picco negativo correlabile con il limite Barremiano-Aptiano, le curve del $\delta^{13}\text{C}$ studiate, presentano variazioni del segnale isotopico molto simili a quello appena discusso per la curva di riferimento di Cismon. Ciò vale soprattutto per la curva del $\delta^{13}\text{C}$ del Monte Motola.

La correlazione effettuata in questo tratto tra la curva di riferimento pelagica e le tre curve studiate, è la seguente:

Il picco negativo appena accennato, correlabile con la parte bassa della biozona a *M. sarasini*:

- 1) Al Monte Croce è correlato con il picco negativo posto a 44,1 m.
- 2) Al Monte Motola è correlato con il picco negativo appena accennato, posto a 75,9 m.

Il picco positivo correlabile con la parte alta della biozona a *I. giraudi* o con il limite tra le biozone a *I. giraudi* e *M. sarasini* :

- 1) Al Monte Croce è correlato con il picco positivo posto a 39,3 m.
- 2) Al Monte Motola è correlato con il picco positivo posto a 62,6 m.
- 3) Al Monte Coccovello è correlato con il picco positivo posto a 60,5 m.

Il picco positivo correlabile con la parte bassa della biozona a *I. giraudi*:

- 1) Al Monte Croce è correlato con il picco positivo posto a 24,4 m.
- 2) Al Monte Motola è correlato con il picco positivo posto a 49,5 m.
- 3) Al Monte Coccovello è correlato con il picco positivo posto a 46,0 m.

Il picco negativo, correlabile con la parte mediana della biozona a *G. sartousiana*:

- 1) Al Monte Croce è correlato con il picco negativo posto a 8,4 m.
- 2) Al Monte Motola è correlato con il picco negativo posto a 46,7 m.
- 3) Al Monte Coccovello è correlato con il picco negativo posto a 44,1 m.

Il picco positivo correlabile con la parte alta della biozona a *H. sayni*:

- 1) Al Monte Motola è correlato con il picco positivo posto a 33,2 m.
- 2) Al Monte Coccovello è correlato con il picco positivo posto a 36,1 m.

Il picco negativo correlabile con la parte mediana della biozona a *H. sayni*.

- 1) Al Monte Motola è correlato con il picco negativo posto a 21,0 m.
- 2) Al Monte Coccovello è correlato con il tratto con valori negativi posto intorno a 28,5 m e discusso nel precedente paragrafo.

Il picco positivo poco pronunciato, correlabile con il limite Barremiano inferiore-Barremiano superiore, ovvero con il limite tra le biozone a *C. darsi* e *H. uhligi*:

- 1) Al Monte Motola è correlato con il picco positivo posto a 9,4 m.
- 3) Al Monte Coccovello è correlato con il picco positivo posto a 13,4 m.

Nelle curve studiate, il record del $\delta^{13}\text{C}$ al di sopra del livello ad *A. reicheli*, mostra un trend a lungo termine che non ha permesso di effettuare una correlazione chemostratigrafica di alta risoluzione con la curva composita di riferimento di Föllmi et al. (2006) (intervallo E).

Dalla parte alta della biozona a *E. subnodoso-costatum* (Gargasiano medio) verso l'alto, la curva di Föllmi et al. (2006) registra un trend a lungo termine del segnale isotopico pressoché stabile, con fluttuazioni di alta frequenza tra 2‰ e 3‰. Alla fine di questo tratto si registra un brusco aumento dei valori del $\delta^{13}\text{C}$ di circa 1,4‰. Questo shift positivo, viene messo in relazione con l'inizio dell'evento anossico OAE1b, correlato con la parte bassa della biozona a *H. jacobi*.

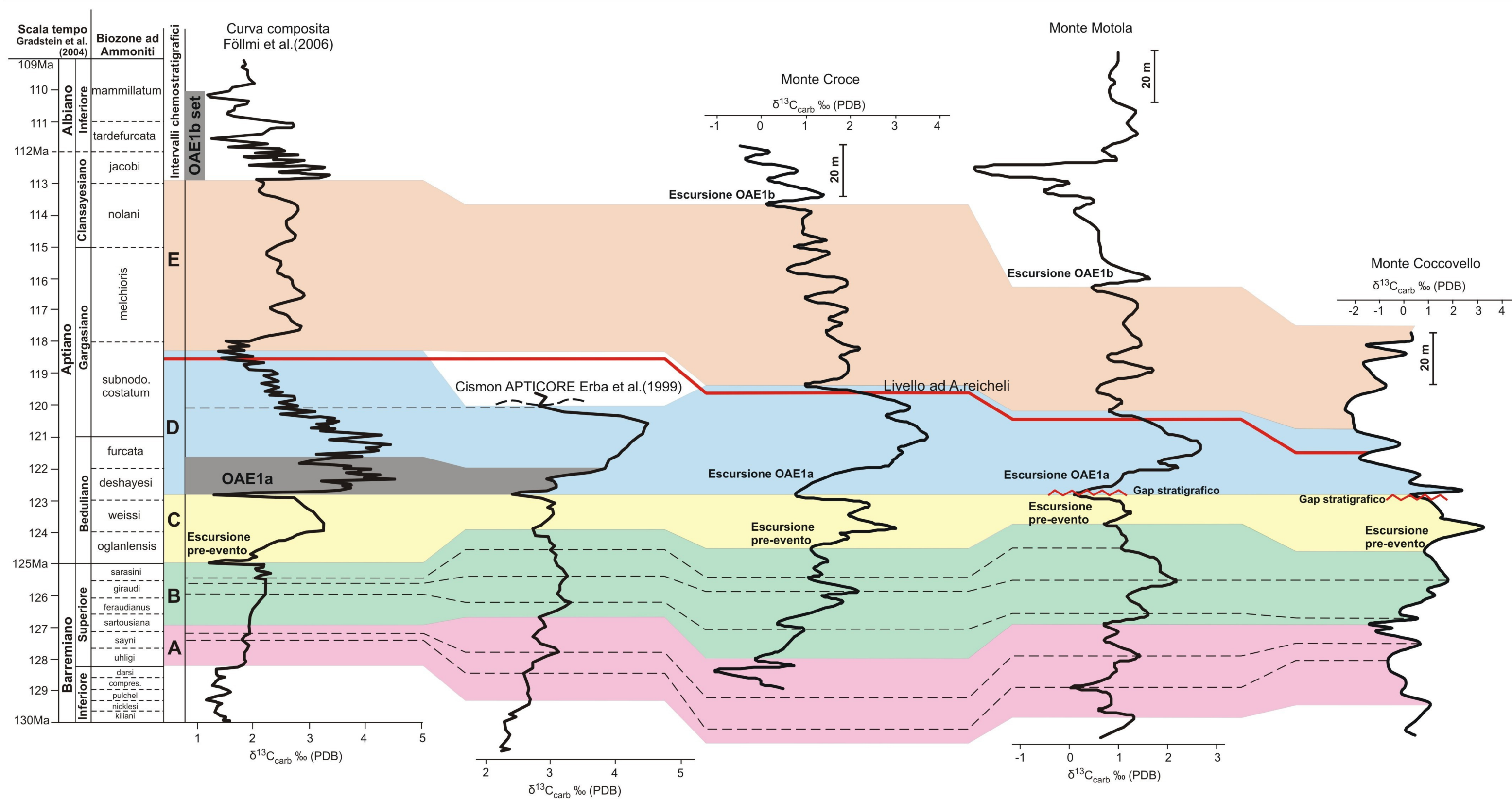
In particolare, oltre quest'escursione positiva, il trend del $\delta^{13}\text{C}$ della curva di Föllmi et al. (2006) registra:

- 1) Una sostenuta diminuzione dei valori con oscillazioni di più alta frequenza, che individua un picco negativo; esso è correlato con la parte mediana della biozona a *L. tardefurcata*.
- 2) Un picco positivo nella parte alta della biozona a *L. tardefurcata*.
- 3) Un picco negativo nella parte mediana della biozona a *D. mammillatum*.

La base dell'escursione positiva legata all'inizio dell'OAE1b e posta nella parte alta della biozona a *H. jacobi*, è stata correlata nelle curve, nel modo seguente:

- 1) Al Monte Croce con l'escursione positiva di 1,3‰, preceduta da un picco negativo posto a 190,1 m.
- 2) Al Monte Motola con l'escursione positiva di 1,2‰, preceduta da un picco negativo posto a 177,8 m.

Lo spessore ridotto della serie del Monte Coccovello, nel tratto posto al di sopra del livello ad *A. reicheli*, non ha permesso di effettuare una correlazione chemostratigrafica con le altre due curve, tanto meno con la curva di riferimento di Föllmi et al. (2006).



5.4 Datazione di alta risoluzione degli eventi biostratigrafici

E' già stato evidenziato (capitolo I), che una delle limitazioni principali nello studio delle successioni carbonatiche di mare basso, è la bassa risoluzione biostratigrafia, nonché la difficoltà di operare precise correlazioni con le coeve successioni di mare profondo. Uno degli obiettivi principali di questa tesi, è stato quello di creare uno schema stratigrafico di alta risoluzione, per l'intervallo Barremiano superiore-Albiano inferiore, dei sedimenti di piattaforma carbonatica dell'Appennino meridionale. Lo strumento utilizzato per raggiungere questo obiettivo, è stato l'integrazione della *C-isotope stratigraphy* con i dati biostratigrafici.

Studi precedenti (Parente et al., 2007), sui sedimenti di piattaforma carbonatica dell'Appennino meridionale nell'intervallo Cenomaniano-Turoniano, hanno evidenziato come la correlazione con le successioni pelagiche attraverso la stratigrafia con gli isotopi del Carbonio, permetta di ottenere datazioni di alta risoluzione degli eventi biostratigrafici.

Nel precedente paragrafo si è visto come in questo studio sia stato possibile ottenere correlazioni chemostratigrafiche di alta risoluzione tra le sequenze carbonatiche di mare basso, e le curve di riferimento pelagiche.

L'integrazione dei dati di campagna con lo studio delle sezioni sottili, ha permesso di identificare, per le tre serie oggetto di studio i range biostratigrafici (attraverso *First Occurrence* e *Last Occurrence*) di importanti specie di foraminiferi bentonici e alghe verdi dasicladacee (capitolo II).

La correlazione con le successioni di mare profondo, attraverso la stratigrafia con gli isotopi del carbonio, ha permesso per la prima volta di datare cronostratigraficamente gli eventi biostratigrafici riconosciuti nelle successioni di piattaforma.

In particolare, dallo schema lito-bio-chemostratigrafico di **figura 7**, si evince che:

- Il livello ad *A. reicheli*, è correlabile con la parte alta della biozona ad *E. subnodoso-costatum* (Gargasiano medio). Questo studio conferma quindi l'età attribuita dalla letteratura (Fourcade & Raoult, 1973; Schroeder et al., 1974; Cherchi et al., 1978) a questo importante marker biostratigrafico.
- Il "livello a Orbitolina" dell'Appennino meridionale, caratterizzato dalla presenza di *M. texana* e *M. parva*, è correlabile con la parte alta della biozona a *D. weissii* o con il limite delle biozone a *D. weissii* e *D. deshayesi*. Il livello di marne a orbitoline dell'Appennino meridionale risulta quindi databile al Beduliano medio. Questo risultato si rivela molto importante perchè il "livello a Orbitolina" dell'Appennino meridionale è stato considerato da autori precedenti, come databile al Gargasiano medio (Cherchi et al., 1978), e non al Beduliano medio.
- L'acme di *S. dinarica*, è considerato un marker biostratigrafico molto importante dell'Appennino meridionale e, nelle successioni studiate, è stato riconosciuto in due livelli distinti. Il primo acme di *S. dinarica*, posto subito sotto il "livello a Orbitolina", è correlabile con la parte mediana o con la parte alta della biozona a *D. weissii*. Il secondo acme, posto più sopra stratigraficamente, occorre al Monte Croce ed al Monte Motola, nel tratto iniziale dell'escursione legata all'evento Selli (OAE1a). Per questo motivo ritengo che possa essere correlato con la parte medio-bassa della biozona a *D. deshayesi*.

Il secondo acme di *S. dinarica*, precede di pochi metri la scomparsa di questa specie che al Monte Croce occorre a 95,2 m, al Monte Motola a 109,6 m e al Monte Coccovello a 95,3 m.

- La FO di *P. lenticularis* è correlabile con la parte bassa della biozona a *M. sarasini*, quindi con la parte terminale del Barremiano superiore.
- La LO di *P. lenticularis* è correlabile con la parte bassa della biozona a *D. oglanlensis*, ovvero con la parte bassa del Beduliano.
- La FO di *V. murgensis* è correlabile con la parte medio-alta della biozona a *M. sarasini*, quindi con la parte terminale del Barremiano superiore.
- La LO di *V. murgensis* è correlabile con il limite tra le biozone a *D. oglanlensis* e a *D. weissi* o con la parte bassa della zona a *D. weissi*. Parte medio-bassa del Beduliano.
- La FO di *D. hahounerensis* è correlabile con la parte bassa della biozona a *D. oglanlensis*, ovvero con la parte bassa del Beduliano.
- La LO di *D. hahounerensis* avviene, al Monte Croce, in corrispondenza del livello ad *A. reicheli* e della FO di *C. pavonia*. Al Monte Motola, questa specie scompare, in corrispondenza della FO di *C. pavonia*, circa 12,6 m sopra il livello ad *A. reicheli*. Al Monte Coccovello, invece *D. hahounerensis* scompare molto prima, ovvero subito sopra il primo acme di *S. dinarica*. Tenendo conto del range di questa specie al Monte Croce ed al Monte Motola, la sua LO può essere correlata con la parte alta della biozona a *E. subnodoso-costatum*, quindi al Gargasiano medio.
- La FO di *P. infracretacea* è correlabile con la biozona a *H. uhligi*, ovvero con la parte basale del Barremiano superiore. Per la datazione di *P. infracretacea* è stata considerata la prima comparsa di questa specie che nelle tre sezioni si è rivelata essere la più antica, ovvero quella relativa al Monte Coccovello.
- La FO di *S. dinarica* è correlabile con la parte medio-alta della biozona a *H. sayni*, ovvero con la parte medio bassa del Barremiano superiore. Anche per la datazione di *S. dinarica* è stata considerata la prima comparsa più antica di questa specie riconosciuta nelle tre sezioni studiate, ovvero quella del Monte Motola.
- La FO di *C. pavonia* è registrata ad altezze stratigrafiche molto simili al Monte Croce ed al Monte Motola. In queste due serie, infatti, la comparsa di questa specie avviene in corrispondenza del livello ad *A. reicheli* (al Monte Croce) o pochi metri sopra di esso (12, 6 m al Monte Motola). Non è così nella serie del Monte Coccovello dove la comparsa si registra a 34,0 m dal livello ad *A. reicheli*. Tuttavia ritengo che la FO di *C. pavonia*, possa essere correlata alla parte alta della biozona a *E. subnodoso-costatum* (Gargasiano medio), in base alla FO riscontrata al Monte Croce. La diacronia che caratterizza la comparsa di questa specie al Monte Coccovello, ritengo sia dovuta esclusivamente alla presenza di facies molto differenti, rispetto a quelle che caratterizzano le altre due serie in questo tratto.

- La FO di *S. turgida* è posizionata pochi metri al di sotto dell'escursione positiva legata all'OAE1b. Anche se con una risoluzione minore rispetto agli altri eventi datati, ritengo che la comparsa di questa specie possa essere correlata con la parte media o medio-alta della biozona a *N. nolani*, ovvero con il Clansayesiano medio.
- La FO di *Peneroplis*, è posizionata pochi metri sopra l'escursione positiva legata all'OAE1b. L'assenza di un ulteriore punto ben datato nella parte alta delle serie studiate, non permette di dare un significato temporale preciso ai tratti finali delle curve del Monte Motola e del Monte Croce. Per questo motivo risulta difficile definire, attraverso lo schema biochemostratigrafico sviluppato, un'età precisa per *Peneroplis*. Tuttavia si può affermare con certezza, che la comparsa di questo genere non è più giovane della parte medio bassa della biozona a *H. jacobi*, ovvero della parte alta del Clansayesiano superiore.

Lo studio bio-chemostratigrafico effettuato per questa tesi, ha permesso, per la prima volta, di datare, con la precisione delle biozone ad ammoniti, i suddetti eventi biostratigrafici di mare basso, nell'intervallo Barremiano superiore – Albiano inferiore dell'Appennino meridionale.

In **figura 8**, sono posti a confronto i range degli eventi biostratigrafici ricavati da questa tesi, rispetto a quelli definiti da alcuni schemi biostratigrafici presenti in letteratura, per l'intervallo Barremiano superiore-Albiano inferiore in facies di piattaforma carbonatica del dominio sud-tetideo. Va precisato che tali schemi si basano esclusivamente su una successione temporale di eventi biostratigrafici, senza cioè correlazioni dirette con gli schemi biocronologici standard. L'età cronostratigrafica assegnata agli eventi biostratigrafici, viene ripresa da lavori precedenti senza che vengano mai riportati esplicitamente i dati a supporto di tali attribuzioni.

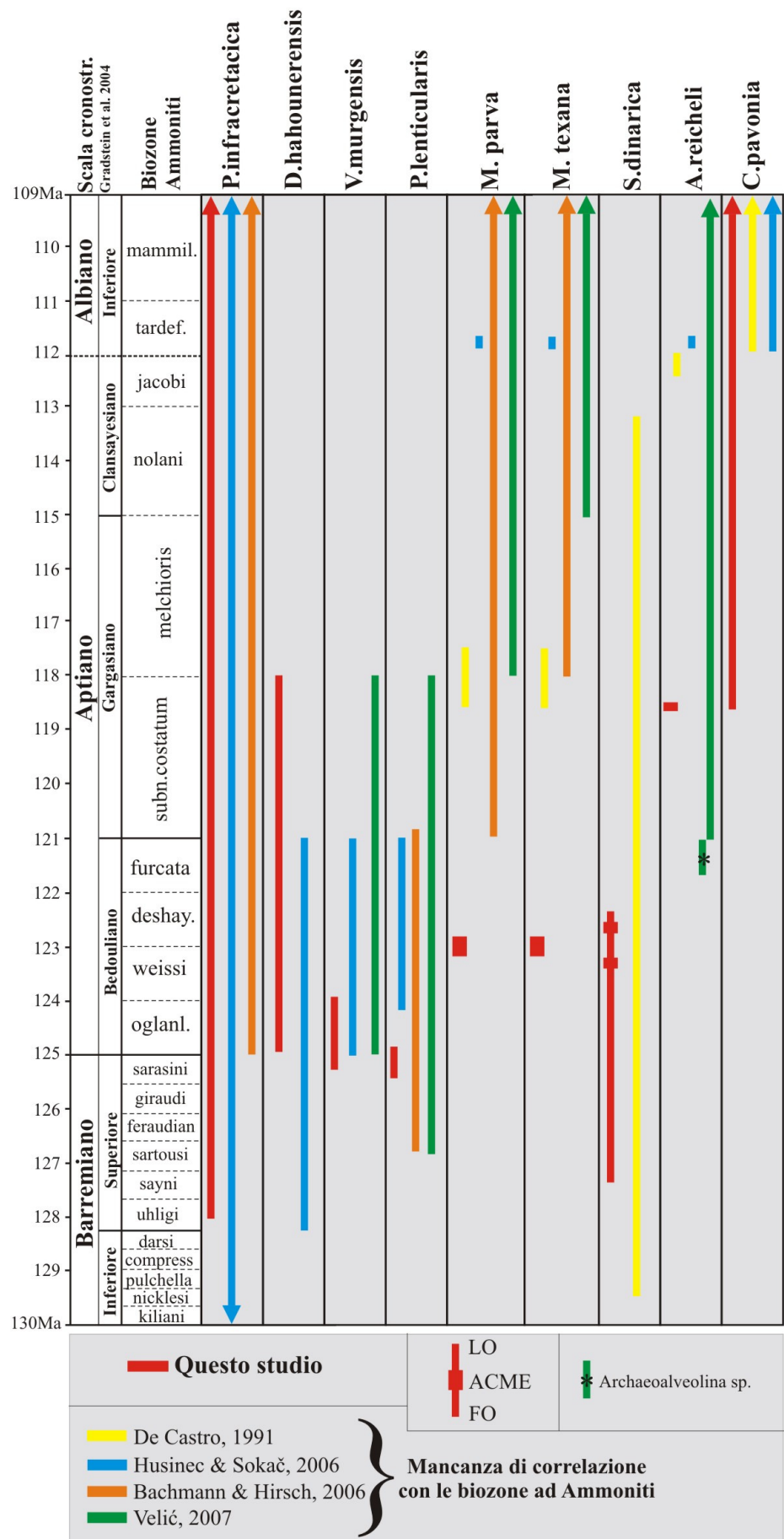


Fig.8: Range ed eventi biostratigrafici delle serie oggetto di studio e correlazione con la scala cronostratigrafica (Gradstein et al., 2004). Confronto con i principali schemi biostratigrafici dell'intervallo Barremiano-Aptiano del dominio sud-tetideo.

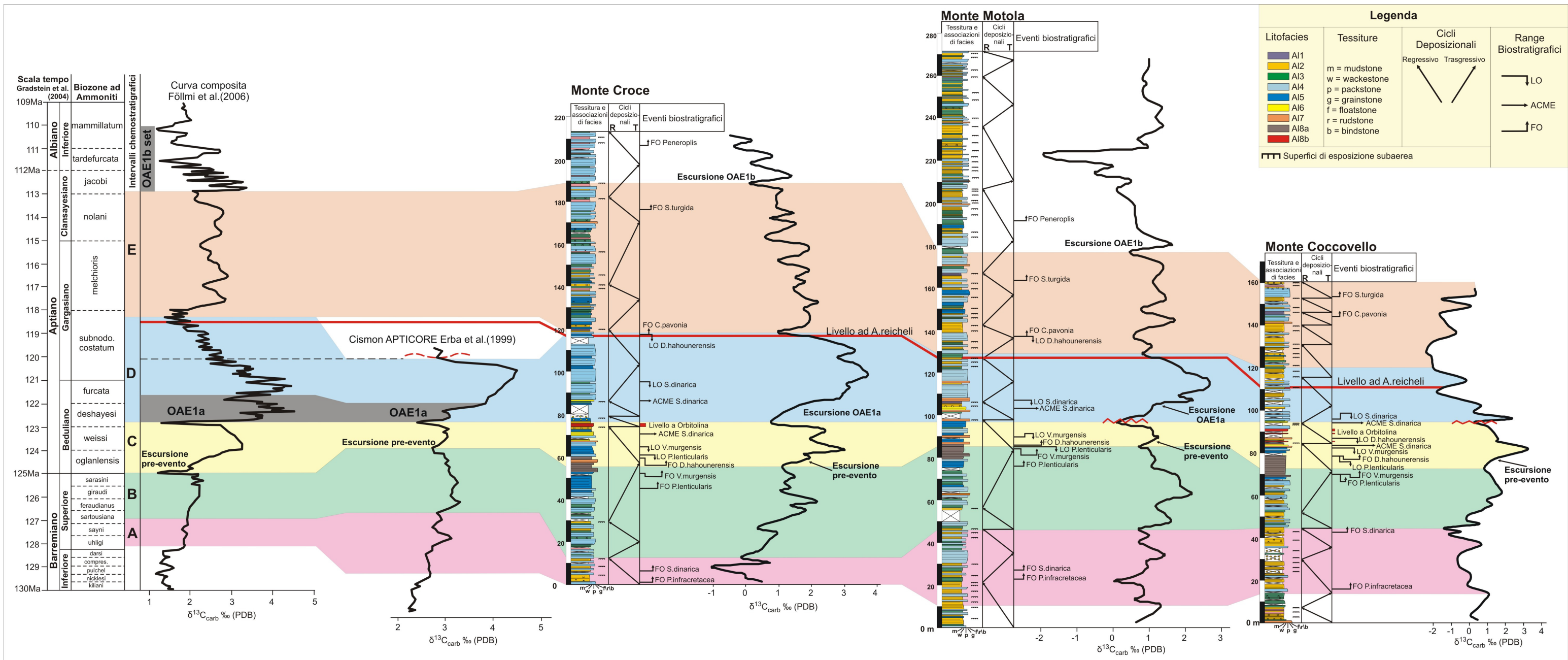


Fig.7: Litofacies, cicli deposizionali, range biostratigrafici e Stratigrafia con gli isotopi del Carbonio delle tre serie stratigrafiche oggetto di studio. Queste sono state ancorate alla scala cronostratigrafica attraverso la correlazione chemostratigrafica con le curve di riferimento pelagiche per l'intervallo Barremiano-Albiano inferiore (Föllmi et al., 2006; Erba et al., 1999). Sono stati individuati, in questo modo, 5 intervalli di correlazione chemostratigrafica (A-E).

5.5 Tassi di accumulo

La correlazione di alta risoluzione, tra le curve del $\delta^{13}\text{C}$ delle successioni di mare basso e le curve di riferimento, ha permesso di correlare le tre sezioni studiate alle biozone ad ammoniti e, attraverso queste, alla scala cronostratigrafica.

Utilizzando la scala geocronologica di Gradstein et al. (2004), ciò ha permesso di calcolare i tassi di accumulo medi (in metri/Milione di anni), per i 5 intervalli chemostratigrafici (A-E) individuati, (**fig. 9 e tab.1**).

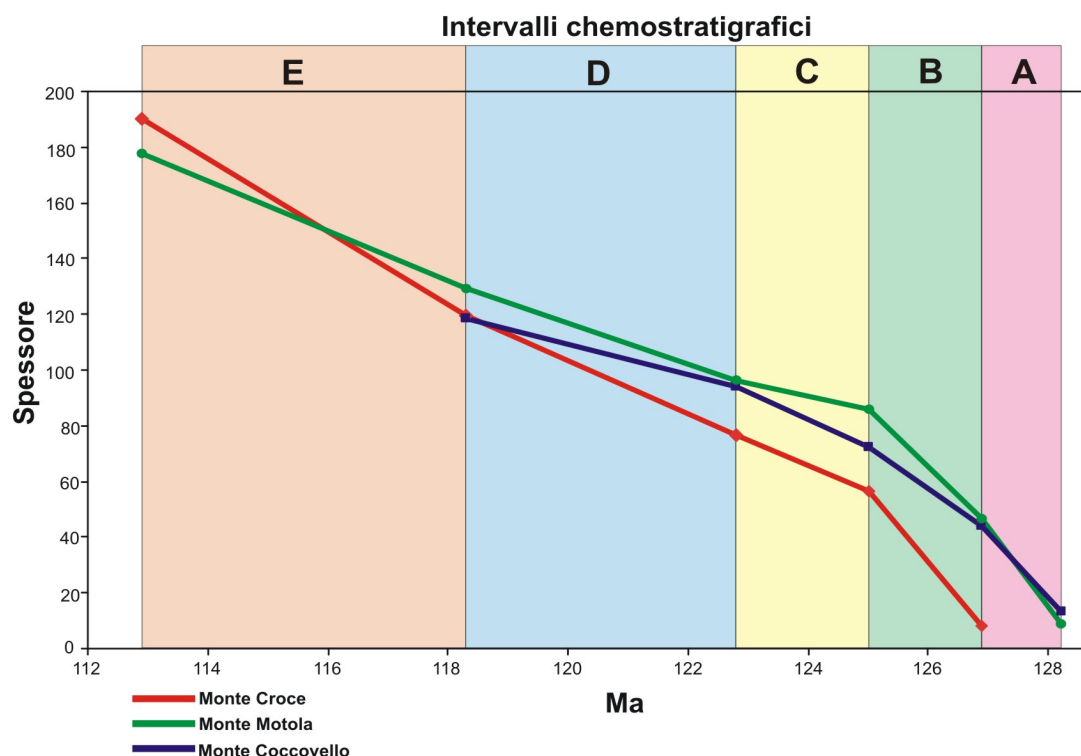


Fig.9: Diagramma relativo ai tassi di accumulo medi per le serie di Monte Croce, Motola e Coccovello. La durata degli intervalli chemostratigrafici A-E, è stata ricavata dalla correlazione chemostratigrafica con le curve di riferimento pelagiche.

L'intervallo A non è presente al Monte Croce, ma il Monte Motola ed il Monte Coccovello mostrano tassi di accumulo medi molto simili, rispettivamente pari a 31,1 m/Ma e 25,6 m/Ma.

Nell'intervallo B, il Monte Croce ed il Monte Motola mostrano rispettivamente, dei tassi di accumulo medi pari a 23,0 m/Ma e 20,5 m/Ma. Il Monte Coccovello invece non supera i 14,9 m/Ma. Una spiegazione a questa differenza, escludendo lacune stratigrafiche importanti in un tratto delle serie chiaramente trasgressivo, potrebbe essere data, dalla maggiore presenza di facies di ambiente intertidale, rispetto alle altre due serie.

La fine dell'intervallo chemostratigrafico C, è correlata con il limite Barremiano-Aptiano. In base ai tassi di accumulo medi calcolati, il Barremiano superiore ha uno spessore di:

- 1) 76,2 m al Monte Motola.
- 2) 59,1 m al Monte Coccovello.

3) maggiore di 56,4 m al Monte Croce.

L'intervallo chemostratigrafico C segna l'inizio di una riduzione dei tassi di accumulo medio, calcolati per le tre serie studiate. Il Monte Croce ed il Monte Coccovello registrano rispettivamente 9,1 m/Ma e 9,9 m/Ma. Il Monte Motola ha un valore pari invece a 4,9 m/Ma. Un tasso medio così ridotto, è legato alla lacuna stratigrafica presente al limite tra questo intervallo del Monte Motola e il successivo (D). Come discusso nel paragrafo 5.2, questa lacuna potrebbe aver "tagliato" almeno il tratto superiore dell'escursione che precede l'evento Selli (**fig.6**).

Il tasso di accumulo medio, per l'intervallo C (2,2Ma) del Monte Croce e del Monte Coccovello, è di 9,5 m/Ma. Assumendo un tale valore anche per il Monte Motola, l'intervallo C avrebbe dovuto registrare uno spessore di 20,9 m, contro i 10,8 m presenti; ciò vuol dire che 10,1 m di spessore risultano mancanti. Con un tasso di accumulo medio pari a 9,5m/Ma, la durata della lacuna stratigrafica, dovrebbe essere di circa 1,06 Ma.

L'intervallo chemostratigrafico D , registra per Monte Croce un tasso di accumulo medio pari a 9,5 m/Ma, quindi molto simile all'intervallo C. Al Monte Motola invece si registrano 7,4 m/Ma. Al Coccovello, come ci si aspetta, il tasso di accumulo medio è più basso, pari a 5,4 m/Ma, a causa della lacuna stratigrafica presente alla base dell'intervallo. Si presume che tale gap, come discusso nel paragrafo 5.2, come minimo non ha permesso di registrare l'escursione positiva in corrispondenza del tratto relativo all'evento Selli (OAE1a).

Tra gli intervalli C e D del Monte Croce, dove si suppone non vi siano lacune significative, il tasso di accumulo medio è praticamente lo stesso (9,1 m/Ma e 9,5 m/Ma).

Assumendo per l'intervallo D del Monte Coccovello, un tasso di accumulo medio pari a quello del precedente intervallo (C), si ricava, per la suddetta lacuna stratigrafica, una durata massima di circa 2,3 Ma. In mancanza della lacuna, infatti, l'intervallo D del Monte Coccovello, avrebbe avuto uno spessore massimo di circa 44,3 m. Risultano quindi mancanti 22,6 m che, con un tasso medio di accumulo pari a 9,9 m/Ma, corrispondono a circa 2,3 Ma.

L'intervallo chemostratigrafico E, delimitato superiormente dall'escursione legata all'inizio dell'OAE1b, è stato identificato solo al Monte Croce ed al Monte Motola. Il ridotto spessore della serie, infatti, non ha permesso di delimitare superiormente l'intervallo al Monte Coccovello.

Al Monte Croce lo spessore dell'intervallo E (70,8 m), supera di circa 22,5 m quello del Monte Motola (48,3 m). Ciò ovviamente dà come risultato tassi differenti di accumulo medio. Si registrano, infatti 13,1 m/Ma al Monte Croce e 8,9 m/Ma al Monte Motola.

Rispetto al Monte Croce, in questo tratto della serie il Monte Motola è caratterizzato da una maggiore frequenza e spessore di facies supratidali, con molte evidenze di esposizione subaerea della piattaforma. Il minor tasso di accumulo medio dell'intervallo E del Monte Motola, possa essere legato ad un trend emersivo, caratterizzato da diverse fasi, poco prolungate, di esposizione subaerea della piattaforma.

Il limite superiore dell'intervallo E è correlato, come detto precedentemente, all'escursione dell'OAE1b, che si colloca nell'Aptiano terminale, poco sotto il limite con l'Albiano inferiore (biozona a *H. jacobi*). Secondo la correlazione chemostratigrafica effettuata, lo spessore dell'Aptiano del Monte Croce, dovrebbe essere di poco superiore a 133,7 m. Al Monte Motola, invece, i sedimenti aptiani occupano uno spessore di poco superiore ai 92,2 m.

Monte Croce			
Intervallo	Spessore (m)	Intervallo di tempo (Ma)	Tasso di accumulo medio (m/Ma)
E	70,8	5,4	13,1
D	42,8	4,5	9,5
C	20,1	2,2	9,1
B	43,7	1,9	23,0
Monte Motola			
Intervallo	Spessore (m)	Intervallo di tempo (Ma)	Tasso di accumulo medio (m/Ma)
E	48,3	5,4	8,9
D	33,1	4,5	7,4
C	10,8	2,2	4,9
B	38,9	1,9	20,5
A	37,3	1,2	31,1
Monte Coccovello			
Intervallo	Spessore (m)	Intervallo di tempo (Ma)	Tasso di accumulo medio (m/Ma)
D	24,4	4,5	5,4
C	21,7	2,2	9,9
B	28,4	1,9	14,9
A	30,7	1,2	25,6

Tav.1: Dettaglio dei tassi di accumulo medi relativi agli intervalli chemostratigrafici (A-E) delle serie studiate.

CAPITOLO VI

Il record degli eventi anossici e delle crisi di biocalcificazione nelle successioni carbonatiche di mare basso dell'Appennino meridionale

6.1 La crisi delle piattaforme carbonatiche tetidee nel Barremiano superiore-Aptiano inferiore: quali le cause?

Il Cretacico inferiore, è stato un periodo di cambiamenti climatici estremi e di ripetute perturbazioni del ciclo globale del carbonio. Un alto contenuto di CO₂ nell'atmosfera, causato da attività vulcanica parossistica, è stato invocato come la causa principale degli eventi anossici oceanici e delle crisi di biocalcificazione che si sono verificate a partire dal Barremiano superiore (Weissert & Erba, 2004). I sistemi di piattaforma carbonatica, rappresentano una parte importante del ciclo del carbonio e sono estremamente sensibili ai cambiamenti climatici ed oceanografici.

Correlazioni chemostratigrafiche tra curve del $\delta^{13}\text{C}$ di piattaforme nord-tetidee e curve pelagiche di riferimento (Wissler et al., 2003), hanno mostrato che l'inizio della crisi delle piattaforme carbonatiche, si è verificata tra la fine del Barremiano e l'inizio dell'Aptiano, contemporaneamente al declino del nannoplancton calcareo. Negli ambienti pelagici, questo declino culminerà nell'Aptiano inferiore, con la "crisi dei Nannoconidi" (Erba, 2004). In particolare, la crisi degli ambienti di mare basso, culmina in corrispondenza della brusca diminuzione dei valori del $\delta^{13}\text{C}$ che precede l'Evento Selli (OAE1a) (Wissler et al., 2003; Weissert & Erba, 2004). Questo "*spike*" negativo, rappresenterebbe il risultato di un improvviso rilascio di metano (e quindi di ^{12}C) nelle acque, a causa della dissociazione di enormi quantità di clatrati presenti nei sedimenti oceanici. Tale processo, avrebbe generato un'amplificazione dell'immissione di CO₂ nell'atmosfera, dando il via alla deposizione a scala globale delle *black shales* legate all'OAE1a (Schlanger & Jenkyns, 1976; Beerling et al., 2002).

La crisi di biocalcificazione registrata a scala globale, del nannoplancton e delle piattaforme carbonatiche nord-tetidee (Weissert et al., 1998; Erba, 2004), è stata considerata come una conseguenza dell'elevata quantità di CO₂ presente nell'atmosfera, generata dalla messa in posto di grandi province ignee come l'Ontong-Java ed il Manihiki plateaus del Barremiano superiore-Aptiano inferiore (Tejada et al., 2002).

Una diminuzione del pH nelle acque oceaniche (Wissler et al., 2003; Weissert & Erba, 2004) avrebbe causato un decremento della saturazione del carbonato di calcio. Vari studi hanno dimostrato che organismi come coralli, alghe verdi e nannoplancton calcareo risentono della diminuzione della saturazione in carbonato di calcio nell'oceano conseguente ad un aumento della concentrazione di CO₂ (Gattuso et al., 1998; Kleypass et al., 1999; Riebesell et al., 2000).

Negli ambienti di mare basso la riduzione della produzione di carbonato di calcio è stata documentata in varie località, ma differisce nei pattern paleoecologici e sedimentari. Molte piattaforme del dominio nord-tetideo annegarono durante questi eventi (Masse, 1993; Weissert et al., 1998; Ruiz-Ortiz & Castro, 1998) mentre, nel margine meridionale della Tetide, la crescita delle piattaforme carbonatiche è continuata ma è stata caratterizzata, in varie località, da cambiamenti nelle associazioni produttrici di carbonato di calcio (Pittet et al. 2002; Van Buchem et al., 2002; Hillgärtner et al., 2003; Immenhauser et al., 2005). I sedimenti tardo barremiano-aptiani in Oman (Immenhauser et al., 2004), nel Pacifico (Jenkyns et al., 1995), in Francia (Masse et al., 1999) ed in Portogallo (Burla et al., 2008), sono caratterizzati da una *carbonate factory* dominata da

calcarei a rudiste. La sedimentazione di questi calcari è stata seguita da facies ricche di orbitolinidi in Francia (Masse, 1976), in Oman (Vahrenkamp, 1996; Pittet et al., 2002; Van Buchem et al., 2002; Bachmann & Hirsh, 2006), in Svizzera (Wissler, 2001) ed in Portogallo (Burla et al., 2008).

In alcune località dell'Oman (Immenhauser et al., 2004, 2005), I calcari a rudiste vengono sostituiti da biocostruzioni a *Lithocodium-Bacinella*.

Da un'analisi generale, risulta quindi che i cambiamenti nella composizione della *carbonate factory* appena descritti, possano aver rappresentato la risposta degli ecosistemi di piattaforma di mare basso alle perturbazioni che si sono verificate a partire dal Barremiano superiore.

C'è però da sottolineare, che nell'ambito dell'intero dominio tetideo, si sono registrate risposte diverse alle perturbazioni. Ciò è avvenuto anche in base all'influenza di fattori locali o regionali di controllo della sedimentazione, che hanno agito sui sistemi carbonatici. Sembra infatti, che la crisi di biocalcificazione in piattaforma, si sia amplificata nell'Aptiano inferiore, periodo in cui la sedimentazione carbonatica di mare basso, è risultata essere maggiormente influenzata anche da fattori quali l'aumento delle temperature, aumento dei nutrienti nelle acque superficiali e variazione nel chimismo delle acque.

Dati relativi alla composizione isotopica dei gusci di rudiste (Steuber et al., 2005), ai trend isotopici del $\delta^{18}\text{O}$ (Stoll & Schrag, 1996; Weissert & Erba, 2004) e ad altri *proxies* (TEX₈₆) (Dumitrescu et al., 2006), associati a studi sull'annegamento delle piattaforme nord-tetidee e del Pacifico (Wilson et al., 1998; Föllmi et al., 1994), indicano che l'aumento delle temperature potrebbe essere stato un ulteriore fattore di stress, per le piattaforme, nel periodo di crisi dell'Aptiano inferiore.

L'aumento dell'apporto di nutrienti agli oceani, causato da cambiamenti nell'intensità dell'*upwelling* e/o da aumento del *run-off* continentale, è legato al declino dei Nannoconidi nei sedimenti pelagici (Larson & Erba, 1999; Erba & Tremolada, 2004).

In piattaforma, l'aumento del contenuto in nutrienti, è stato messo in relazione con lo sviluppo di facies particolari, definite "out of balance facies", come quelle ricche di orbitolinidi e a *Lithocodium-Bacinella* (Pittet et al., 2002; Immenhauser et al., 2005; Parente & Di Lucia, 2007; Di Lucia & Parente, 2008), nonché, con lo shift, delle comunità produttrici di carbonato di calcio, da *photozoan* ad *heterozoan* (Föllmi et al., 2006).

Anche la composizione chimica delle acque oceaniche, nell'Aptiano inferiore, ha subito delle variazioni legate all'aumento di CO₂ nel sistema oceano-atmosfera. Gli alti tassi di produzione di basalti avrebbero contribuito ad diminuire il rapporto Mg/Ca dell'oceano, con conseguente riduzione della sovrassaturazione di Aragonite (Steuber, 2002). Ciò si sarebbe tradotto in uno svantaggio per gli organismi produttori di scheletri aragonitici ed un conseguente cambiamento della composizione della *carbonate factory*.

6.2 La crisi di biocalcificazione nella piattaforma carbonatica sud-appenninica

Le piattaforme carbonatiche nord tetidee, si sono rivelate molto sensibili alle fluttuazioni di pCO₂ verificatesi nell'Aptiano inferiore. Molte di queste piattaforme, infatti, in condizioni di risalita del livello del mare, annegarono in corrispondenza delle crisi di biocalcificazione e degli eventi anossici oceanici come l'OAE1a (Föllmi et al., 1994, 2006).

Al contrario, le piattaforme del margine meridionale della Tetide, tra cui quella sud-appenninica, sembrano non aver subito con la stessa intensità, i processi che hanno

generato il declino delle piattaforme nord-tetidee (D'argenio et al., 1993). Ciò potrebbe essere una conseguenza del fatto che, la porzione centro-meridionale della Tetide, subiva condizioni di clima più arido rispetto al margine settentrionale (Ziegler et al., 2003; Heimhofer et al., 2004). L'abbassamento del pH nelle acque, potrebbe essere stato bilanciato da un'elevata sovrassaturazione del carbonato di calcio, in condizioni di caldo-secco. Le poche precipitazioni, avrebbero causato una minore mobilitazione e trasporto dei nutrienti verso le aree di piattaforma da parte dei processi di *weathering* e *run-off* terrigeno. Le aree centro-meridionali della tetide sarebbero risultate quindi, meno "stressate" dall'acidificazione e dall'eutrofizzazione delle acque, rispetto al settore Nord della Tetide.

In molti settori dell'Appennino meridionale, è presente un record continuo di sedimentazione carbonatica attraverso gli eventi paleoceanografici e paleoclimatici che si sono verificati nell'Aptiano inferiore-medio, come la crisi di biocalcificazione e gli OAEs.

In questo lavoro di tesi sono state studiate dal punto di vista sedimentologico, biostratigrafico e chemostratigrafico, tre successioni carbonatiche barremiano-albiane di mare basso dell'Appennino meridionale, affioranti al Monte Croce (LT), sulla dorsale Monte Motola-Monte Vivo (SA) e al Monte Coccovello (PZ).

Il primo obiettivo, è stato quello di integrare la stratigrafia con gli isotopi del carbonio e la biostratigrafia, per produrre uno schema cronostratigrafico di alta risoluzione per l'intervallo oggetto di studio. In particolare, la correlazione chemostratigrafica, tra le curve del $\delta^{13}\text{C}$ delle sezioni studiate e la curve di riferimento pelagiche di Föllmi et al.(2006) e di Cismon (Erba et al., 1999), ha permesso di individuare i segmenti delle successioni studiate corrispondenti all'OAE1a dell'Aptiano inferiore (evento Selli) e all'inizio dell'evento minore OAE1b, verificatosi intorno al limite Aptiano-Albiano.

L'analisi di questi segmenti, offre l'opportunità di studiare in dettaglio la risposta della piattaforma carbonatica sud-appenninica agli eventi anossici ed alle crisi di biocalcificazione, verificatisi nel Barremiano superiore-Aptiano.

6.3 "Out of balance" facies

Lo studio delle curve isotopiche, ha permesso di individuare 5 intervalli di correlazione chemostratigrafica (A-E). Al limite tra gli intervalli C e D, si posiziona il picco negativo che segna l'inizio della prominente escursione isotopica legata all'evento Selli del Beduliano medio (OAE1a). L'intervallo C copre invece per intero, l'escursione positiva che precede l'evento Selli. La base di questo intervallo è correlabile con il limite Barremiano-Aptiano. Un'accurata analisi delle facies presenti a partire dalla fine dell'intervallo B, per tutto l'intervallo C e D, rivela come la normale ripetizione delle facies subtidali e intertidali di laguna più o meno ristretta, sia interrotta dalla comparsa di alcune facies particolari.

Queste "out of balance" facies, risultano caratterizzate dall'abbondanza di un singolo, o al limite, di pochi componenti biotici, che tende o tendono a costituire per intero la roccia.

Nelle successioni studiate nella presente tesi, le facies "out of balance" sono rappresentate da:

- Bindstone e packstone oncoidali a *Lithocodium-Bacinella*.
- Packstone-grainstone a nubecularidi.

- Calcari marnosi a orbitolinidi e packstone a orbitolinidi e codiacee (“livello a Orbitolina”).
- Packstone a *Salpingoporella dinarica* (acme di *S. dinarica*).

6.3.1 Bindstone e packstone oncoidali a *Lithocodium-Bacinella*

Alla fine dell’intervallo chemostratigrafico B, in tutte e tre le sezioni, sono stati individuati dei livelli caratterizzati da bindstone e packstone oncoidali a *Lithocodium-Bacinella* (fig.1).

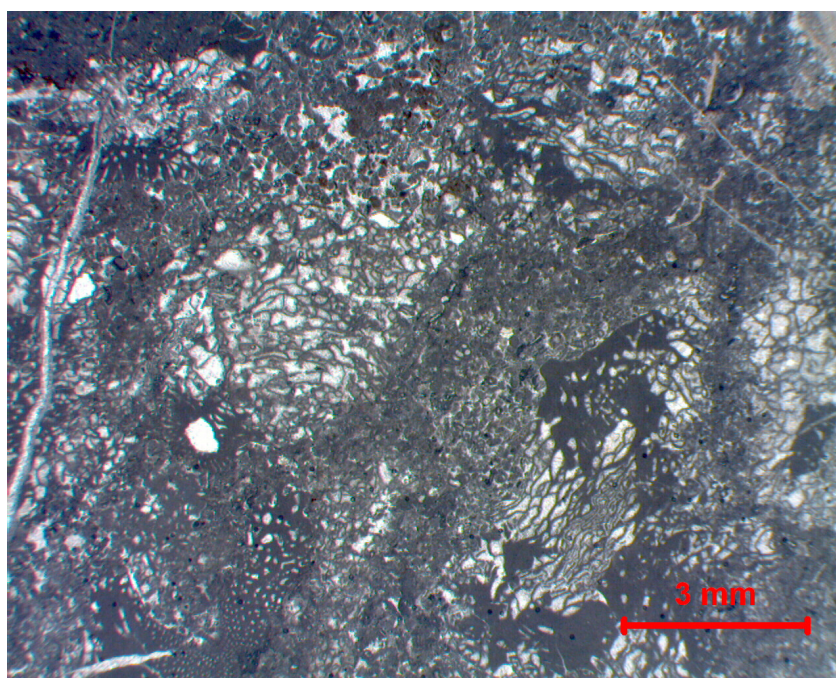


Fig.1: Bindstone a *Lithocodium-Bacinella*.

Questi livelli, generalmente decimetrici, non superano in totale il metro di spessore e, in alcuni casi si riconoscono, oltre agli oncoidi, croste su frammenti di molluschi e orbitolinidi.

Facies a *Lithocodium-Bacinella* dell’Aptiano inferiore sono state riconosciute in diverse regioni della Tetide e nelle sezioni dell’Appennino meridionale, questi livelli sono associati ai calcari a Palorbitoline dell’associazione di litofacies AL8a, che è stata interpretata come un deposito laguna aperta.

In Oman, un improvviso incremento dell’attività microbica e l’abbondanza, in diversi ambienti di piattaforma, di organismi incrostanti come *Lithocodium-Bacinella*, sono stati messi in relazione a significativi cambiamenti ambientali che avrebbero favorito una precipitazione di carbonato di calcio ad opera di comunità microbiche (Hillgärtner et al., 2003). Tali cambiamenti, sarebbero stati provocati da un aumento di nutrienti che avrebbe generato livelli trofici più alti e maggiore alcalinità delle acque, durante l’Aptiano inferiore. L’elevata quantità di CO₂ nell’atmosfera e l’incremento di temperatura che ne è scaturito, è stata invocata come la causa principale di innesco di tali condizioni.

Immenhauser et al.(2005), hanno documentato nell'Aptiano inferiore dell'Oman, una rapida espansione (~150ka) di una "out of balance facies" caratterizzata da biocostruzioni a *Lithocodium-Bacinella*. Attraverso l'utilizzo della chemostratigrafia ($\delta^{13}\text{C}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), hanno ipotizzato che tale facies, fosse l'espressione, in ambiente di piattaforma, dell' OAE1a (Evento Selli).

I livelli a *Lithocodium-Bacinella* presenti nelle successioni studiate nella presente tesi risultano correlabili, attraverso la stratigrafia con gli isotopi del Carbonio, con la parte terminale del Barremiano superiore, a ridosso del limite con l'Aptiano (**fig.6**).

Come discusso nel precedente paragrafo, l'elevata concentrazione di CO_2 atmosferica, dovuta alla messa in posto di enormi plateau basaltici a partire dal Barremiano superiore (Ontong Java e Manihiki plateau), ha generato cambiamenti più o meno simultanei e diversificati, nelle comunità biologiche delle piattaforme tetidee. Si potrebbe ipotizzare, che i livelli a *Lithocodium-Bacinella* del limite Barremiano-Aptiano, rappresentino, nell'ambito della piattaforma carbonatica sud-appenninica, il riflesso iniziale della perturbazione a scala globale, che ha avuto poi la sua maggiore espressione con le crisi di biocalcificazione e nell' OAE1a dell'Aptiano inferiore. Brevi pulsazioni di aumento dei livelli trofici nelle acque, associati ad elevata alcalinità, avrebbero provocato condizioni favorevoli per una precipitazione carbonato di calcio ad opera di comunità microbiche.

6.3.2 Packstone-grainstone a Nubecularidi

Pochi metri sopra i livelli a *Lithocodium-Bacinella*, nelle tre sezioni analizzate, è presente una facies particolare, caratterizzata da packstone-grainstone a nubecularidi (**fig.2 e 3**). Questi foraminiferi sono presenti occasionalmente lungo tutto l'intervallo studiato ma in questi livelli di pochi metri di spessore, diventano estremamente abbondanti, fino a diventare i componenti principali della roccia. La stratigrafia con gli isotopi del Carbonio mostra che i livelli a nubecularidi sono correlabili con il picco positivo dell'escursione pre-evento Selli, quindi con la parte bassa della biozona a *D. weissi* (Beduliano inferiore) (**fig.6**).

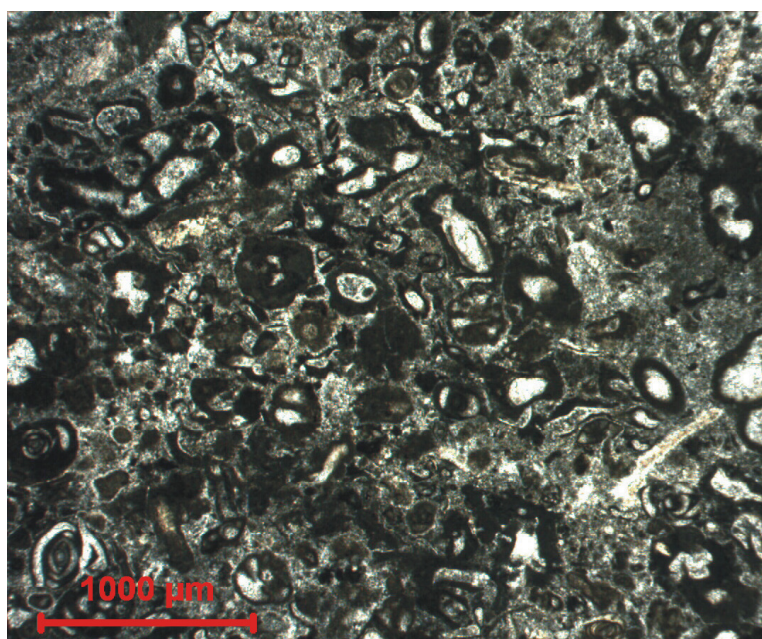


Fig.2: Packstone a nubecularidi della successione del Monte Croce

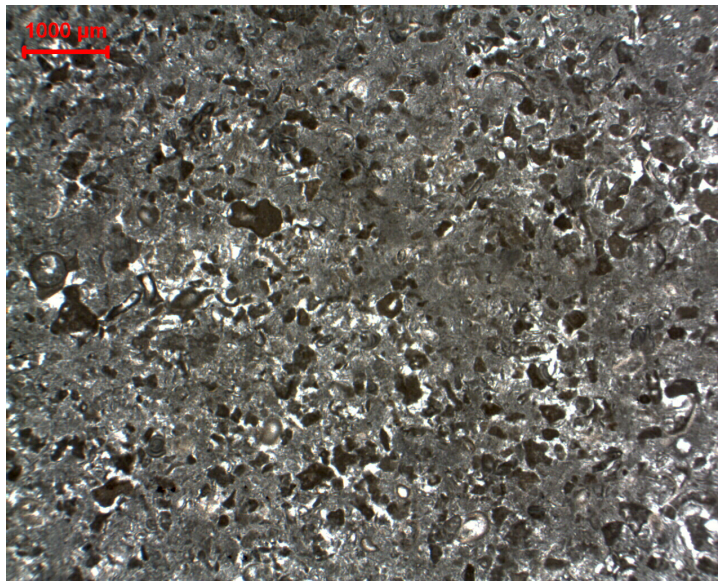


Fig.3: Packstone a nubecularidi della successione del Monte Motola

Come discusso precedentemente, la disponibilità di nutrienti è stata considerata come uno dei fattori più importanti, per spiegare l'evoluzione di facies ed i cambiamenti improvvisi che hanno caratterizzato le associazioni di organismi produttori di carbonato di calcio nell'Aptiano inferiore. Da questo punto di vista, i livelli ricchi di nubecularidi individuati nelle successioni studiate, possono essere messi in relazione con variazioni delle condizioni trofiche.

Molte specie di nubecularidi attuali, vivono come epifiti sulle foglie di piante acquatiche (*Posidonia*), le quali formano vaste praterie in ambienti subtidali di laguna più o meno ristretta (Cann et al., 2002, e referenze in esso contenute). La deposizione dei calcari a nubecularidi in questo tratto delle serie studiate, potrebbe testimoniare uno shift verso condizioni di tipo mesotrofico, che avrebbero favorito lo sviluppo delle piante acquatiche (Brasier, 1975).

6.3.3 Il “livello a Orbitolina”

Nelle serie del Monte Croce e del Monte Coccovello si registra la presenza di livelli marnosi e calcarei (packstone), ricchissimi di orbitolinidi riferibili alle specie *Mesorbitolina parva* e *Mesorbitolina texana* (Cherchi et al., 1978) (associazione di facies AL8b, capitolo II). Questa facies rappresenta un importante marker bio-litostratigrafico dell'Appennino meridionale, noto come “livello a Orbitolina” (De Castro, 1963; Cherchi et al., 1978) (**fig.4**).

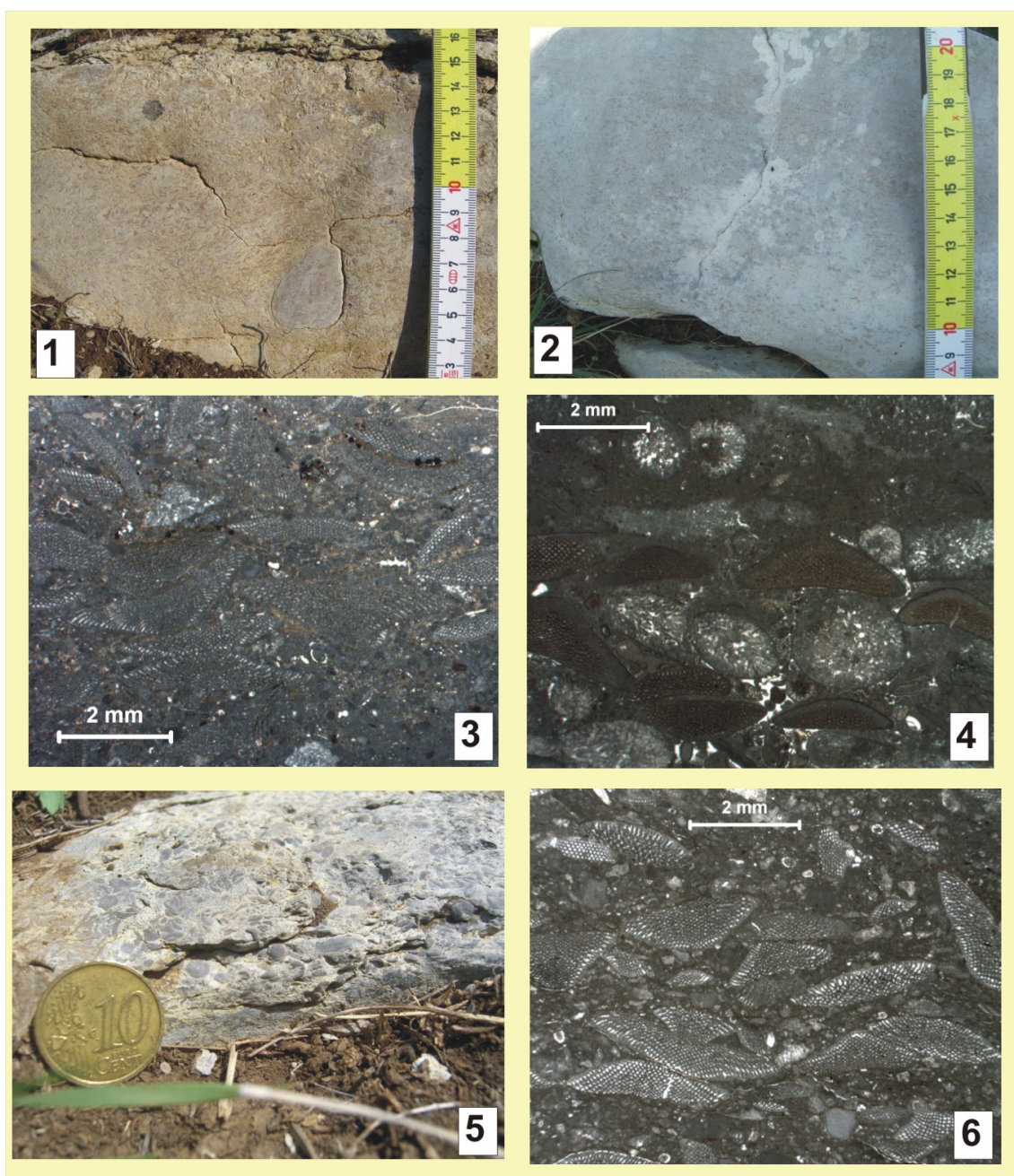


Fig.4: 1) calcari marnosi del “livello a Orbitolina” del Monte Croce; 2) packstone ad orbitolinidi e codiacee del “livello a Orbitolina” del Monte Croce; 3) calcari marnosi del “livello a Orbitolina” del Monte Croce in sezione sottile; 4) packstone ad orbitolinidi e codiacee del “livello a Orbitolina” del Monte Croce in sezione sottile; 5) calcari marnosi del “livello a Orbitolina” del Monte Coccovello; 6) calcari marnosi del “livello a Orbitolina” del Monte Coccovello in sezione sottile.

Come discusso nel paragrafo precedente, la presenza di facies più o meno marnose ad orbitolinidi appiattiti, caratterizza le piattaforme dell'intero dominio tetideo (Moullade et al., 1985), a partire dal Barremiano superiore. Tali facies, si ritrovano contemporaneamente, in domini diversi dal punto di vista tettono-stratigrafico ("*land attached-platforms*" nord-tetidee, bacini intra-piattaforma in Spagna e in Oman, piattaforme isolate in Italia e in Croazia), e in un range di ambienti che rende difficile assegnare loro un significato paleoambientale univoco. In alcuni lavori, per esempio, i livelli ad orbitolinidi sono stati associati ad ambienti sudtidali molto bassi o addirittura intertidali (Arnaud-Vanneau & Arnaud, 1990; Pittet et al., 2002), in altri, sono stati considerati come di ambienti sia sabbiosi che fangosi di laguna più profonda (Vilas et al., 1995; Raspini, 1998; Bachmann & Hirsh, 2006).

Uno sviluppo così ampio e simultaneo di queste facies, induce ad interpretarle in relazione ai cambiamenti che, a partire dal Barremiano superiore, hanno caratterizzato la sedimentazione carbonatica delle piattaforme tetidee.

Il significato ambientale delle associazioni ad orbitolinidi del Cretacico inferiore della Tetide, è stato discusso in molti lavori (Vilas et al., 1995; Simmons et al., 2000; Jones et al., 2004; Pittet et al., 2002; Bachmann & Hirsh, 2006), soprattutto con riferimento alle relazioni tra la forma più o meno appiattita del guscio e le condizioni ambientali.

Gli orbitolinidi erano probabilmente organismi dotati di simbionti algali (quindi legati alla zona fotica) (Hottinger, 1982,1997; Hallock, 1985; Simmons et al., 2000) e la loro morfologia, espressa dal rapporto tra altezza e larghezza del guscio, è stata generalmente messa in relazione alla profondità e/o alla torbidità delle acque. Le forme più coniche, infatti, sono state associate ad ambienti meno profondi, quelle più appiattite a maggiori profondità. Banner & Simmons (1994), hanno stimato che gli orbitolinidi vivessero tra i 10 e i 50 m di profondità.

L'abbondanza delle forme più appiattite all'interno di marne e calcari marnosi, suggerisce, tuttavia, che queste erano ben adattate almeno a condizioni di tipo mesotrofico (Vilas et al., 1995). Pittet et al. (2002) legano le facies marnose ad orbitolinidi appiattiti, alghe calcaree e frammenti di echinodermi in Oman, ad ambienti mesotrofici di piattaforma intertidale o al massimo subtidale molto basso, influenzato da aumenti di input detritico e di nutrienti.

Bachmann & Hirsch (2006) invece, ritengono che i calcari marnosi a orbitolinidi appiattiti e frammenti di echinodermi del Barremiano superiore-Aptiano inferiore della Galilea, siano da riferire ad un ambiente di piattaforma più aperto e profondo, posto al di sotto della linea di base delle onde, ma sempre con input elevati di nutrienti.

Quest'ultima interpretazione, è in accordo con quelle di Vilas et al. (1995) e Jones et al. (2002) i quali, interpretano le facies marnose ad orbitolinidi appiattiti come legate a fasi trasgressive o di *maximum flooding*.

Nelle successioni dell'Appennino meridionale studiate nella presente tesi, le marne a orbitoline, riempiono piccole cavità carsiche (profonde fino a 10 cm) che testimoniano un periodo di esposizione subaerea della piattaforma. La loro posizione stratigrafica, l'alto contenuto argilloso ed il ridotto tasso di accumulo (capitolo II), suggeriscono che queste facies possano essere interpretate come trasgressive o di *maximum flooding*.

Dalla correlazione chemostratigrafica con le curve di riferimento (Föllmi et al., 2006; Erba et al., 1999), il "livello a Orbitolina" nelle sezioni del Monte Croce e del Monte Coccovello, corrisponde al tratto finale di diminuzione dei valori, dell'escursione che precede l'evento Selli, correlabile con la parte alta della biozona a *D. weissii* o con il limite tra le biozone *D. weissii*/*D. deshayesi* (fig.6).

Questo tratto di curva, termina con l'importante picco negativo che precede l'escursione positiva del $\delta^{13}\text{C}$ legata appunto all'OAE1a. Come discusso nel precedente paragrafo, la crisi delle piattaforme carbonatiche tetidee, culmina in corrispondenza della brusca

diminuzione dei valori del $\delta^{13}\text{C}$ che precede l'evento Selli (Wissler et al., 2003; Weissert & Erba, 2004).

Le condizioni ambientali che hanno determinato la deposizione delle marne a orbitolinidi dell'Appennino meridionale, sono probabilmente da mettere in relazione con un input elevato di nutrienti, associato ad un tasso di accumulo di carbonato molto basso. L'instaurarsi di condizioni mesotrofiche, in un momento di risalita del livello del mare, nonché di crisi nella produzione carbonatica, avrebbe favorito la formazione della porzione più marnosa del "livello a Orbitolina".

Il packstone a orbitolinidi e codiacee al top del livello (vedi capitolo II), potrebbe indicare il persistere di condizioni mesotrofiche ed una riduzione di profondità, o comunque un aumento della penetrazione della luce, testimoniato dall'abbondanza di alghe verdi.

Sulla base di quest'interpretazione, e in virtù dell'età cronostratigrafica assegnatagli dalla stratigrafia con gli isotopi del Carbonio, si può ritenere che il "livello a Orbitolina" dell'Appennino meridionale, rappresenti la risposta della piattaforma carbonatica sud-appenninica, all'instaurarsi delle condizioni legate alla crisi di calcificazione dell'Aptiano inferiore.

Nelle tre serie studiate per questa tesi, i primi livelli ad orbitolinidi riconosciuti, sono caratterizzati dai calcari a Palorbitoline (*P. lenticularis*) (AL8a), descritti nel capitolo II. Dalla stratigrafia con gli isotopi del Carbonio si evince che questi livelli si trovano subito prima dell'inizio dell'escursione positiva pre-evento Selli e sono quindi correlabili con il limite Barremiano-Aptiano. La tanatocenosi caratterizzata da orbitolinidi appiattiti, echinodermi, molluschi e spicole di spugna, nonché l'aspetto nodulare degli strati, ha permesso di interpretare questa facies come trasgressiva o di maximum flooding. Inoltre, la presenza abbondante di orbitolinidi appiattiti (*P. lenticularis*), suggerisce, come per le marne a orbitoline, una deposizione in condizioni di tipo mesotrofico. Strettamente legati a questa facies, sono i bindstone e packstone oncoidali a *Lithocodium-Bacinella* prima descritti, messi in relazione ad ambienti con condizioni trofiche elevate (mesotrofiche o addirittura eutrofiche).

Föllmi et al. (2006), mostrano che l'inizio dell'escursione del $\delta^{13}\text{C}$ che segna il limite Barremiano-Aptiano, precede di poco la crisi della *carbonate factory* di tipo photozoan lungo il margine settentrionale della Tetide. Tale improvviso cambiamento fu accompagnato da un aumento dell'input detritico nelle zone costiere, testimoniato dalla sedimentazione dei cosiddetti "*lower Orbitolina beds*", ovvero i primi livelli a Palorbitoline riconosciuti nelle piattaforme nord-tetidee (Vilas et al., 1995; Arnaud-Vanneau & Arnaud, 1990; Funk et al., 1993).

I calcari a Palorbitoline dell'Appennino meridionale, possono essere quindi considerati, al pari dei livelli a *Lithocodium-Bacinella* e dei livelli a nubecularidi, come espressione sedimentaria nella piattaforma carbonatica dell'Appennino meridionale, dell'inizio di una perturbazione dei sistemi sedimentari neritici e pelagici tetidei che, nell'Aptiano inferiore, sarebbe culminata con la crisi di biocalcificazione e l'OAE1a.

6.3.4 Packstone a *S. dinarica*

Nelle tre serie studiate, sono stati riconosciuti livelli di spessore decimetrico, caratterizzati da wackestone e packstone ricchissimi di *S. dinarica* (fig.5). Nell'Appennino meridionale, questi livelli definiscono l' "acme" di *S. dinarica* e stratigraficamente, si trovano pochi metri sotto e sopra il "livello a Orbitolina".

La maggior parte delle alghe verdi dasicladali fossili, nonché tutti i rappresentanti viventi di quest'ordine, sono caratterizzati da uno scheletro aragonitico. *S. dinarica*, ha invece un manicotto costituito da calcite basso-magnesiaca (Simmons et al., 1991). Oltre alla composizione mineralogica originaria, anche la distribuzione paleobatimetrica di questa specie sarebbe del tutto particolare.

Banner & Simmons (1994) hanno infatti ipotizzato che quest'alga fosse diffusa anche a profondità maggiori (tra 70 e 75 m) rispetto a quelle tipiche per le dasicladali (fino a 30 m). La spiegazione a questa particolarità potrebbe essere legata al fatto che quest'alga sia capace di utilizzare lunghezze d'onda di luce minori (blu/viola) per la fotosintesi. Alternativamente, per questi autori, ciò potrebbe derivare dal fatto di possedere un scheletro calcitico basso-magnesiaco.

Dalla correlazione chemostratigrafica effettuata con le curve di riferimento pelagiche, il primo acme di *S. dinarica* nelle serie studiate, è correlabile con la parte mediana del tratto discendente della curva del $\delta^{13}\text{C}$, che individua il "negative spike" all'inizio dell'evento Selli. Il secondo acme, si trova alcuni metri sopra il "livello a Orbitolina" ed è correlabile con il primo tratto dell'escursione positiva dell'OAE1a (fig.6).

La distribuzione dei calcari a *S. dinarica* è stata riconosciuta nello stesso intervallo stratigrafico anche in altre regioni del centro e del sud della Tetide (Carras et al., 2007; Bachmann & Hirsch, 2006). Ciò suggerisce che la presenza di questa "out of balance facies" non sia legata a fattori ambientali locali.

Il fatto che questo studio dimostri che questa facies precede di poco l'evento Selli, induce ad investigare se e quali possano essere le relazioni tra il bloom di *S. dinarica* e i cambiamenti verificatisi in questo periodo di estreme perturbazioni.

E' stato appena evidenziato, come *S. dinarica* sia al centro di un dibattito relativo alla composizione calcitica del suo scheletro. Ciò suggerisce che il significato dell'acme di questa specie possa essere spiegato in termini di variazione nella chimica delle acque e, in particolare nel rapporto Mg/Ca e nello stato di saturazione in aragonite degli oceani.

I maggiori cambiamenti nella composizione dei componenti scheletrici durante il Cretaceo, sono stati messi in relazione a cambiamenti delle *carbonate factories* (Carannante et al., 1997). Sebbene questi cambiamenti siano stati in genere intesi in termini di sedimenti di acque calde o acque fredde, in realtà si può parlare di depositi dominati da Calcite e Aragonite. Da questo punto di vista, quindi, i cambiamenti nello stato di saturazione delle acque nel Cretacico, non hanno condizionato solamente gruppi come le rudiste o i coralli, ma anche le associazioni a foraminiferi e alghe (Steuber, 2002; Stanley, 2006).

Le perturbazioni del ciclo del carbonio che hanno caratterizzato il Cretacico medio generando gli eventi anossici e le crisi di biocalcificazione, sono stati attribuiti ad enormi quantità di CO_2 immesse nel sistema oceano-atmosfera.

Gli alti tassi di produzione di crosta oceanica (Larson, 1991), hanno contribuito ad alterare in modo significativo la composizione chimica delle acque oceaniche. Ciò è vero soprattutto per il rapporto Mg/Ca (Stanley & Hardie, 1998) in quanto, l'alterazione idrotermale di crosta oceanica giovane, è uno dei maggiori "sink" per il Magnesio, ed un'importante risorsa di Calcio per le acque oceaniche (Wilkinson & Algeo, 1989). Quindi, in condizioni di elevati tassi di produzione di crosta oceanica, diminuirebbe il rapporto Mg/Ca, favorendo la precipitazione di Calcite (Morse et al., 1997).

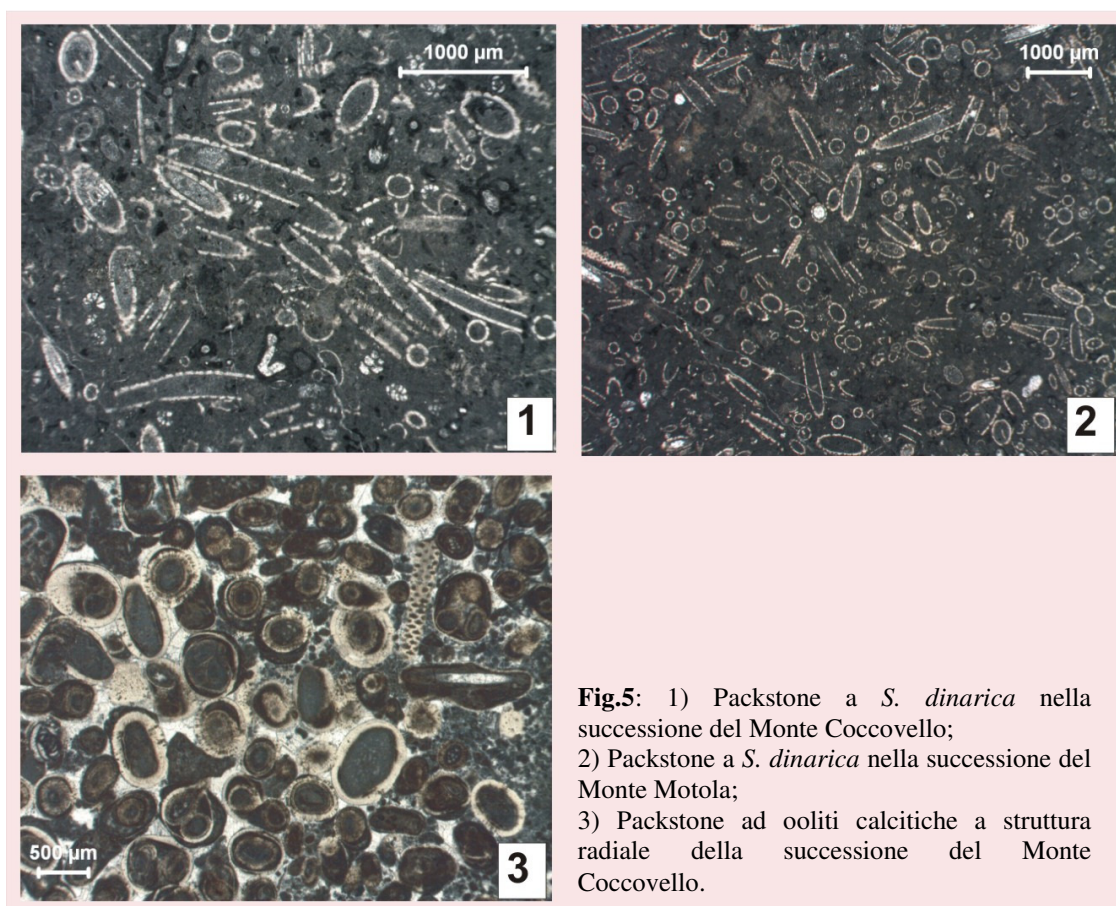


Fig.5: 1) Packstone a *S. dinarica* nella successione del Monte Coccovello;
2) Packstone a *S. dinarica* nella successione del Monte Motola;
3) Packstone ad ooliti calcitiche a struttura radiale della successione del Monte Coccovello.

Quest'ipotesi, è rafforzata dalla presenza nelle successioni studiate, di livelli di ooliti calcitiche a struttura radiale (**fig.5**), immediatamente sopra i livelli a *S. dinarica*, a supporto di un rapporto Mg/Ca delle acque molto basso.

Come accennato precedentemente, sono soprattutto le piattaforme del margine settentrionale della tetide a subire gli effetti negativi delle perturbazioni legate all'evento Selli ed alla crisi di biocalcificazione dell'Aptiano inferiore, testimoniati prima dal cambiamento delle *carbonate factory*, poi dall'annegamento (Föllmi et al., 1994, 2006). Le piattaforme del margine meridionale della Tetide, tra cui quella sud-appenninica, sembrano invece non subire con la stessa intensità i processi che hanno generato il declino delle piattaforme nord-tetidee.

Nelle successioni studiate nella presente tesi, l'analisi di dettaglio dei segmenti relativi all'evento OAE1a ed alle crisi di biocalcificazione dell'Aptiano inferiore, dimostra che la piattaforma carbonatica sud-appenninica risponde a queste estreme perturbazioni, con la comparsa delle "out of balance facies" appena descritte. Tali facies, rappresentano la risposta della piattaforma carbonatica sud-appenninica, alle perturbazioni legate ad un aumento dell'input di nutrienti e a cambiamenti del chimismo delle acque oceaniche.

La stratigrafia con gli isotopi del Carbonio, ha permesso di individuare, in due delle successioni da me studiate (Monte Croce e Monte Motola), l'intervallo stratigrafico corrispondente all'inizio dell'evento anossico oceanico OAE1b. Tale evento riflette perturbazioni paleoceanografiche e paleoclimatiche di minore intensità rispetto all'OAE1a. L'espressione sedimentaria di questo evento infatti, è legata alla

deposizione di diversi livelli di *black shales* caratterizzati da una diffusione minore, se comparati con il carattere globale del livello Selli e dei suoi equivalenti (Wagner et al., 2007).

I segmenti delle serie studiate, in corrispondenza dell'inizio dell'OAE1b, non mostrano significativi cambiamenti di facies. Ciò testimonia che, almeno dal punto di vista sedimentario e biologico, la piattaforma sud-Appenninica non ha registrato la perturbazione del sistema oceano-atmosfera che ha innescato l'evento anossico OAE1b.

CAPITOLO VII

Conclusioni

Nel presente lavoro di tesi, sono state studiate dal punto di vista sedimentologico, biostratigrafico e chemostratigrafico, tre successioni di età Barremiano sup.-Albiano inf. in facies di piattaforma carbonatica dell'Appennino Meridionale. Esse affiorano al Monte Croce (Nord di Itri, Latina), sulla dorsale Monte Motola-Monte Vivo (nei pressi di Piaggine, Salerno) e sul Monte Coccovello (nei pressi di Maratea, Potenza).

Lo scopo principale di questo studio, è stato quello investigare la risposta delle piattaforme carbonatiche dell'Appennino meridionale ai più importanti eventi paleoceanografici e paleoclimatici verificatisi nel Cretacico medio, come gli eventi anossici oceanici (OAEs) e le crisi di biocalcificazione.

Quasi tutto quello che conosciamo sulle perturbazioni medio-cretaciche del sistema oceano-atmosfera, deriva dallo studio di sedimenti pelagici ed emipelagici. Comparativamente sappiamo molto meno dei sistemi di piattaforma carbonatica, nonostante essi siano estremamente sensibili ai cambiamenti climatici ed oceanografici. Tuttavia, una delle limitazioni principali nello studio delle successioni carbonatiche di mare basso del Cretacico medio dell'Appennino meridionale, è la bassa risoluzione ottenibile con la biostratigrafia, nonché la difficoltà di operare precise correlazioni con le coeve successioni di mare profondo.

Perciò il primo passo di questo lavoro di tesi, è stato quello di integrare la stratigrafia con gli isotopi del carbonio e la biostratigrafia, al fine di produrre uno schema cronostratigrafico di alta risoluzione per l'intervallo Barremiano superiore-Albiano inferiore, dei sedimenti di piattaforma carbonatica dell'Appennino meridionale. Questa parte del lavoro è stata sviluppata nei seguenti passaggi:

1. Le osservazioni sedimentologiche e biostratigrafiche svolte in campagna sono state integrate con lo studio di circa 750 sezioni sottili. Ciò ha permesso di identificare, nelle tre sezioni studiate, 8 associazioni di litofacies, definite sulla base di litologia, tessitura, componenti (con particolare riguardo alle associazioni fossili) e strutture sedimentarie. Tali associazioni di litofacies sono indicative di ambienti di piattaforma da supratidali a subtidali di laguna più o meno ristretta.
2. Lo studio delle sezioni sottili ha permesso di identificare per ogni sequenza oggetto di studio, i range biostratigrafici di alcune specie di foraminiferi bentonici e alghe verdi dasicladacee. Sono state individuate e utilizzate come elementi di correlazione biostratigrafica tra le tre sezioni i seguenti eventi biostratigrafici, elencati in ordine stratigrafico:

- 1) FO di *Praechrysalidina infracretacea*.
- 2) FO e LO di *Palorbitolina lenticularis*.
- 3) FO e LO di *Voloshinoides murgensis*.
- 4) FO e LO di *Debarina hahounerensis*.
- 5) FO e acme di *Salpingoporella dinarica*.
- 6) FO di *Mesorbitolina parva* e di *Mesorbitolina texana* ("livello a Orbitolina").
- 7) FO di *Archaeoalveolina reicheli* (livello ad *A. reicheli*)
- 8) FO di *Cuneolina pavonia*.
- 9) FO di *Salpingoporella turgida*.
- 10) FO di *Peneroplis*.

3. Successivamente è stato effettuato uno studio chemostratigrafico che ha portato per la prima volta, allo sviluppo di curve di alta risoluzione del $\delta^{13}\text{C}$ e del $\delta^{18}\text{O}$, per l'intervallo Barremiano superiore-Albiano inferiore dell'Appennino meridionale.
4. Le curve del $\delta^{13}\text{C}$ delle successioni studiate sono state correlate tra loro utilizzando come punto di ancoraggio il livello ad *A. reicheli* del Gargasiano medio (Fourcade & Raoult, 1973). A partire da questo punto di correlazione, l'integrazione dei dati chemostratigrafici e biostratigrafici, associati ad evidenze litologiche e sedimentologiche, ha permesso di effettuare una prima correlazione di alcuni dei trend e dei picchi del $\delta^{13}\text{C}$, registrati nelle tre curve oggetto di studio. Il passo successivo è stato quello di correlare le curve del $\delta^{13}\text{C}$ delle tre serie studiate, con due curve del $\delta^{13}\text{C}$ di riferimento per l'intervallo Barremiano superiore-Albiano inferiore (Erba et al., 1999; Föllmi et al., 2006). Dalla correlazione chemostratigrafica si sono ottenuti i seguenti risultati:
 - Le escursioni positive associate all'OAE1a dell'Aptiano inferiore e all'OAE1b del limite Aptiano-Albiano, si sono rivelate ben riprodotte nel record isotopico delle successioni studiate.
In tutte e tre le curve isotopiche, il livello ad *A. reicheli* è posizionato alla fine di una prominente escursione positiva del $\delta^{13}\text{C}$. Tale escursione è stata correlata con quella relativa all'OAE1a, o evento Selli, il cui inizio, marcato da un picco negativo (*negative spike*), è correlabile con la parte bassa della biozona a *D. deshayesi*.
Nella parte alta delle serie del Monte Motola e del Monte Croce, si individua una escursione positiva del $\delta^{13}\text{C}$ che è stata correlata con l'escursione positiva relativa all'OAE1b del limite Aptiano-Albiano. Il picco negativo alla base di quest'escursione, è correlabile con la parte alta della biozona a *H. jacobi*.
 - La correlazione con le curve pelagiche, ancorate alle biozone ad ammoniti, plancton e nannoplancton calcareo, ha permesso per la prima volta di assegnare, attraverso datazioni di alta risoluzione, un significato cronostratigrafico agli eventi biostratigrafici riconosciuti nelle successioni di piattaforma studiate. In particolare:
 - 1) Il livello ad *A. reicheli*, è stato correlato con la parte alta della biozona ad *E. subnodosocostatum* (Gargasiano medio). Questo studio conferma, quindi, l'età attribuita dalla letteratura (Fourcade & Raoult, 1973; Schroeder et al., 1974; Cherchi et al., 1978) a questo importante marker biostratigrafico.
 - 2) Il "livello a Orbitolina" dell'Appennino meridionale è stato correlato con la parte alta della biozona a *D. weissii* o con il limite tra le biozone a *D. weissii* e *D. deshayesi*. Questo importante marker biostratigrafico dell'Appennino meridionale viene quindi datato, da questo studio al Beduliano medio e non al Gargasiano medio come indicato da altri Autori (Cherchi et al., 1978),.
 - 3) Nelle serie studiate sono stati individuati due livelli corrispondenti ad altrettanti "acme" di *S. dinarica*. Il primo acme è stato correlato con la parte mediana o con la parte alta della biozona a *D. weissii*. Il secondo

acme, è stato correlato con la parte medio-bassa della biozona a *D. deshayesi*.

- 4) La FO di *P. infracretacea* è stata correlata con la biozona a *H. uhligi*, ovvero con la parte basale del Barremiano superiore.
 - 5) La FO di *S. dinarica* è stata correlata con la parte medio-alta della biozona a *H. sayni*, ovvero con la parte medio bassa del Barremiano superiore.
 - 6) La FO di *P. lenticularis* è stata correlata con la parte bassa della biozona a *M. sarasini*, quindi con la parte terminale del Barremiano superiore.
 - 7) La FO di *V. murgensis* è stata correlata con la parte medio-alta della biozona a *M. sarasini*, quindi con la parte terminale del Barremiano superiore.
 - 8) La LO di *P. lenticularis* è stata correlata con la parte bassa della biozona a *D. oglanlensis*, ovvero con la parte bassa del Beduliano.
 - 9) La FO di *D. hahounerensis* è stata correlata con la parte bassa della biozona a *D. oglanlensis*, ovvero con la parte bassa del Beduliano.
 - 10) La LO di *V. murgensis* è stata correlata con il limite tra le biozone a *D. oglanlensis* e a *D. weissii* o con la parte bassa della zona a *D. weissii*, corrispondente alla parte medio-bassa del Beduliano.
 - 11) La FO di *C. pavonia* è stata correlata con la parte alta della biozona a *E. subnodoso-costatum* (Gargasiano medio).
 - 12) La FO di *S. turgida* è stata correlata con la parte media o medio-alta della biozona a *N. nolani*, ovvero con il Clansayesiano medio.
 - 13) La FO di *Peneroplis* è stata ritenuta non più giovane della parte medio bassa della biozona a *H. jacobi*, ovvero della parte alta del Clansayesiano superiore.
- La possibilità di correlare le successioni da me studiate con quelle pelagiche, attraverso la stratigrafia con gli isotopi del Carbonio, ed attraverso queste con la scala geocronologica, ha permesso di calcolare i tassi di accumulo medio (in m/Ma), per i 5 intervalli chemostratigrafici stabiliti dalla correlazione isotopica. Ciò ha permesso di stabilire la durata delle più importanti fasi di esposizione subaerea che sono state individuate al Monte Motola ed al Monte Coccovello.

L'utilizzo della Stratigrafia con gli isotopi del Carbonio, ha permesso di individuare, nelle successioni studiate, i segmenti corrispondenti all'OAE1a dell'Aptiano inferiore (Evento Selli) e all'inizio dell'evento minore OAE1b, del limite Aptiano-Albiano. L'analisi di questi segmenti, ha permesso di studiare in dettaglio la risposta della piattaforma carbonatica sud-appenninica a questi eventi anossici, nonché alla crisi di biocalcificazione che si è verificata nel Cretacico medio.

In particolare, nei tratti corrispondenti all'escursione che precede l'evento Selli, e a ridosso dello stesso OAE1a, è stato riconosciuto lo sviluppo di facies particolari, definite “out of balance facies”, a testimonianza dell'instaurarsi improvviso di condizioni ambientali fuori dalla norma nel sistema di piattaforma. Queste facies sono state interpretate come testimonianza di variazioni in termini di input di nutrienti e di chimismo delle acque. Ciò ha permesso di identificarle come probabile risposta della piattaforma sud-appenninica all'evento anossico OAE1a e alla crisi di biocalcificazione dell'Aptiano inferiore. In particolare:

- Bindstone a *Lithocodium-Bacinella*: sono correlabili con l'inizio dell'escursione che precede l'evento Selli. Si è ipotizzato, che questi livelli riflettano brevi pulsazioni di aumento dei livelli trofici nelle acque, associati ad elevata alcalinità.
- Packstone-grainstone a nubecularidi: sono correlabili con il picco positivo dell'escursione pre-evento Selli. Anche la deposizione di questa particolare facies in questo tratto delle serie studiate, è stata associata ad un improvviso shift verso condizioni mesotrofiche.
- Il “livello a Orbitolina” è correlabile con la fine del tratto discendente dell'escursione positiva pre-evento Selli, subito prima del “*negative spike*” alla base dell'OAE1a. L'input elevato di nutrienti, associato ad un tasso di accumulo di carbonato molto basso, sono stati identificati come i fattori chiave per la formazione di questo livello. Probabilmente esso rappresenta la risposta più significativa della piattaforma carbonatica sud-appenninica, all'instaurarsi delle condizioni legate alla crisi di calcificazione dell'Aptiano inferiore.
- L'acme di *S. dinarica* è stato individuato in due livelli distinti che precedono e seguono di pochi metri il livello a “livello a Orbitolina”. In questo studio è stato ipotizzato che questi livelli rappresentino la risposta della piattaforma carbonatica sud-appenninica, alle variazioni nella chimica delle acque legate all'evento anossico OAE1a.

Nelle successioni studiate, i segmenti correlati con l'inizio dell'OAE1b, non mostrano cambiamenti significativi delle facies. Ciò potrebbe suggerire che le perturbazioni del sistema oceano-atmosfera legate al verificarsi dell'OAE1b, non sono state registrate dal sistema sedimentario e biologico della piattaforma carbonatica sud-appenninica. Ciò potrebbe essere legato al fatto che l'OAE1b è legato a perturbazioni paleoceanografiche e paleoclimatiche meno significative rispetto a quelle legate all'evento Selli.

Prospettive future

Questo lavoro di tesi ha dimostrato come l'utilizzo integrato di diversi metodi stratigrafici, come la stratigrafia con gli isotopi del Carbonio e la biostratigrafia, renda possibile, attraverso correlazioni e datazioni di alta risoluzione, aumentare la risoluzione stratigrafica in sedimenti di piattaforma carbonatica. Tali metodi hanno permesso per la prima volta la correlazione tra importanti eventi biostratigrafici del Cretacico medio dell'Appennino meridionale e le biozone standard ad ammoniti su cui è basata la scala cronostatigrafica.

Inoltre la correlazione di alta risoluzione delle curve del carbonio con quelle standard ha permesso di identificare, i segmenti delle successioni studiate corrispondenti agli eventi anossici ed alla crisi di biocalcificazione verificatasi nell'Aptiano inferiore. Ciò ha permesso di valutare la risposta della piattaforma carbonatica sud-appenninica a questi eventi, in termini di cambiamenti improvvisi di facies, dovuti a shift nell'input di nutrienti e a variazioni nella chimica delle acque.

L'aumento della risoluzione e della correlazione stratigrafica raggiunta rappresenta una base fondamentale per ulteriori studi, i quali potranno contribuire ad aumentare in maniera considerevole, la comprensione dei sistemi deposizionali di mare basso del Cretacico medio del dominio tetideo.

- Il record sedimentario degli eventi anossici OAE1a e OAE1b, registrati nelle piattaforme carbonatiche dell'Appennino meridionale, potrà essere comparato in dettaglio, con il record di altre piattaforme tetidee persistenti durante il Cretacico medio. Ciò permetterà di valutare in che modo la risposta alle grandi perturbazioni del sistema oceano-atmosfera sia condizionata da differenze latitudinali o altri fattori locali.
- Utilizzando precedenti studi sul Cretacico superiore dell'Appennino meridionale (Parente et al., 2007; Frijia & Parente, 2008; Parente et al., 2008), potranno essere comparate le risposte sedimentarie e biotiche della piattaforma carbonatica sud-appenninica, ai maggiori eventi anossici verificatisi nel Cretacico, l'OAE1a dell'Aptiano inferiore e l'OAE2 del limite Cenomaniano-Turoniano. Differenze e analogie tra questi due importanti eventi sono state già documentate e le nostre ricerche, potranno consentire di verificare in dettaglio ipotesi di differenti scenari paleoclimatici e paleoceanografici.
- Oscillazioni del livello del mare rapide e di notevole entità registrate durante periodi di clima globalmente caldo come il Cretacico medio, rappresentano un paradosso per geologi e climatologi in quanto non possono essere spiegate con altri meccanismi se non con la presenza di calotte glaciali di estensione continentale. Le successioni da me studiate, con un record continuo di sedimentazione carbonatica di mare basso, possono fornire dati di grande interesse per risolvere questa controversia. Un'analisi approfondita dell'evoluzione delle successioni studiate, in termini di stratigrafia sequenziale potrà permettere di sviluppare un record di alta risoluzione delle oscillazioni relative del livello del mare. Una precisa datazione dei limiti di sequenza e delle superfici di massima inondazione, attraverso la chemostratigrafia, consentirà di discriminare la componente eustatica dalla componente tettonica.
- La costruzione di curve di subsidenza/accumulo, ben vincolate cronostatigraficamente potrà permettere di esaminare in dettaglio la differenza tra

la piattaforma carbonatica sud-appenninica ed altre piattaforme del dominio tetideo che non hanno subito annegamento durante gli eventi anossici del Cretacico medio.

BIBLIOGRAFIA

ALLAN J.R. & MATTHEWS R.K. (1977) - *Carbon and oxygen isotopes as diagenetic and stratigraphic tools: surface and subsurface data, Barbados, West Indies*. *Geology*, 5, 16-20.

ALLAN J.R. & MATTHEWS R.K. (1982) - *Isotope signature associated with early meteoric diagenesis*. *Sedimentology*, 29, 797-897.

ANDERSON T.F. & ARTHUR M.A. (1983) - *Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and palaeoenvironmental problems*. In: ARTHUR M.A. *et al.*, (eds) - *Stable Isotopes in Sedimentary Geology*, pp. I-1 – I-51. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course No. 10.

ARRHENIUS G. (1952) - *Sediment cores from East Pacific*. Rep. Swed. Deep Sea Exp. 1947-1948, 5: 1-228.

ARNAUD-VANNEAU A. & ARNAUD H. (1990) - *Hauterivian to Lower Aptian carbonate shelf sedimentation and sequence stratigraphy in the Jura and northern Subalpine chains (southeastern France and Swiss Jura)*. In: TUCKER M.E., WILSON J.L., CREVELLO P.D., SARG J.F., READ J.F. (Eds.), *Carbonate Platforms, Facies, Sequences, and Evolution*. IAS Spec. Publ. 9, 203-234.

ARTHUR M.A., SCHLANGER S.O. & JENKYNS H.C. (1987) - *The Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event: II. Paleooceanographic controls on organic matter production and preservation*. In: BROOKS J. & FLEET A. (eds.) – *Marine Petroleum Source Rocks*. Geol. Soc. London Spec. Publ., v. 24, 399-418.

ARTHUR M.A., DEAN W.E. & PRATT L.M. (1988) - *Geochemical and climatic effects of increased marine organic carbon burial at the Cenomanian/Turonian boundary*. *Nature*, 335, 714-717.

ARTHUR M.A., BRUMSACK H.J., JENKYNS, H.C. & SCHLANGER S.O. (1990) - *Stratigraphy, geochemistry, and paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous sequences*. In: GINSBURG R.N. & BEAUDOIN B. (eds.) - *Cretaceous Resources, Events, and Rhythms*. Kluwer, Dordrecht, 75-119.

BACHMANN F. & HIRSCH F. (2006) - *Lower Cretaceous carbonate platform of the eastern Levant (Galilee and the Golan Heights): stratigraphy and second-order sea-level change*. *Cretaceous Research*, 27, 487-512.

BANNER F.T. & SIMMONS M.D. (1994) - *Calcareous algae and foraminifera as water-depth indicators: an example from the Early Cretaceous carbonates of northeast Arabia*. In: *Micropalaeontology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East*. Edited by M.D. SIMMONS. Published by Chapman & Hall, London.

BEERLING D.J., LOMAS M.R. & GRÖCKE D.R. (2002) - *On the nature of methane gas-hydrate dissociation during the Toarcian and Aptian oceanic anoxic events*. *Am. J. Sci.*, 302, 28-49.

- BERGER W.H. & VINCENT E. (1981) - *Chemostratigraphy and biostratigraphic correlation: exercises in systemic stratigraphy*. Oceanologica Acta, n. sp., 115-127.
- BERGER W.H. & VINCENT E. (1986) - *Deep-sea carbonates: reading the carbon-isotope signal*. Geologisches Rundschau, 75, 249-269.
- BICE K.L. & POULSEN C. (2002) - *Atmosphere and ocean circulation in a greenhouse world*. In: BICE K. L. et al., (eds.) - *Cretaceous Climate-Ocean Dynamics: Future Directions for IODP* http://www.whoi.edu/ccod/CCOD_report.htm.
- BODIN S., GODET A., FÖLLMI K.B., VERMEULEN J., ARNAUD H., STRASSER A., FIET N. & ADATTE T. (2006a) - *The late Hauterivian Faraoni oceanic anoxic event in the western Tethys: Evidence from phosphorus burial rates*, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 235, 245-264.
- BONARDI G., AMORE F., CIAMPO G., DE CAPOA P., MICONNET P. & PERRONE V. (1988b) - *Il complesso Liguride Auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sulla evoluzione pre-appenninica ed i suoi rapporti con l'arco calabro*. Memorie della Società Geologica Italiana, 41, 17-35.
- BRALOWER T. J., FULLAGAR P.D., PAULL C.K., DWYER G.S. & LECKIE R.M. (1997) - *Mid-Cretaceous strontium-isotope stratigraphy of deep-sea sections*. Geol. Soc. Am. Bull., 109, 1421-1442.
- BRALOWER T.J., COBABB E., CLEMENT B., SLITER W.V., OSBURN C.L. & LONGORIA J. (1999) - *The record of global change in Mid-Cretaceous (Barremian-Albian) sections from the Sierra Madre, northeastern Mexico*. J. Foraminiferal Res., 29, 418-437.
- BRAND U. & VEIZER J. (1981) - *Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system—2: Stable isotopes*. Journal of Sedimentary Petrology, 51, 987-997.
- BRASIER M.D. (1975) – *An outline history of seagrass community*. Palaeontology, v.18, Part 4, 681-702.
- BUONOCUNTO F.P., D'ARGENIO B., FERRERI V. & RASPINI A. (1994) - *Microstratigraphy of highly organized carbonate platform deposits of Cretaceous age. The case of Serra Sbrigavitelli (Matese, Central Apennines)*. Giornale di Geologia, 56, 179-192.
- BUONOCUNTO F.P., SPROVIERI M., BELLANCA A., D'ARGENIO B., FERRERI V., NERI R. & FERUZZA G. (2002) - *Cyclostratigraphy and high-frequency carbon isotope fluctuations in Upper Cretaceous shallow-water carbonates, southern Italy*. Sedimentology, 49, 1321-1337.
- BURLA S., HEIMHOFER U., HOCHULI P.A., WEISSERT H. & SKELTON P. (2008) - *Changes in sedimentary patterns of coastal and deep-sea successions from the North Atlantic (Portugal) linked to Early Cretaceous environmental change*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 257, 38-57.
- BUTLER R.W.H., MAZZOLI S. & CORRADO S. ET AL. (2004) – *Applying thick-skinned tectonic models to the Apennine thrust belt of Italy; limitations and implications*.

In: MCCLAY K.R. *et al.* (eds.) – *Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems*. American Association of Petroleum Geologists, Memoirs, 82, 647-667.

CANN J.H., HARVEY N., BARNETT E.J., BELPERIO A.P. & BOURMAN R.P. (2002) - *Foraminiferal biofacies eco-succession and Holocene sea-levels, Port Pirie, South Australia*. Marine Micropaleontology, 44, 31-55.

CARANNANTE G., ESTEBAN M., MILLIMAN J.D. & SIMONE L. (1988) - *Carbonate lithofacies as palaeolatitude indicators: problems and limitations*. Sedimentary Geology, 60, 333-346.

CARANNANTE G., D'ARGENIO B., MINDSZENTY A., RUBERTI D. & SIMONE L. (1994) - *Cretaceous-Miocene shallow water carbonate sequences. Regional unconformities and facies pattern*. IAS Pre-Meeting Fieldtrip Guidebook, 25-60, Napoli.

CARANNANTE G., CHERCHI A. & SIMONE L. (1995) - *Chlorozoan versus foramol lithofacies in upper Cretaceous rudist limestone*. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 119, 137-154.

CARANNANTE G., GRAZIANO R., RUBERTI D. & SIMONE L. (1997) - *Upper Cretaceous temperate-type open shelves from northern (Sardinia) and southern (Apennines-Apulia) Mesozoic Tethyan margins*. In: N.P. JAMES AND J. CLARKE eds, *Cool-water carbonates*. SEPM Spec. Publ. N.56, 309-325.

CARANNANTE G., GRAZIANO R., RUBERTI D., SIMONE L. & PAPPONE G. (1999) - *Depositional system and response to sea level oscillations of the senonian rudist – bearing carbonate shelves. Examples from central Mediterranean areas*. Facies, 40, 1-24.

CARANNANTE G., RUBERTI D. & SIRNA M. (1999) - *Upper Cretaceous ramp limestones from the Sorrento Peninsula (southern Apennines, Italy): micro- and macrofossil associations and their significance in the depositional sequences*. Sedimentary Geology, 132, 89-123.

CARRAS N., CONRAD M.A. & RADOIČIĆ R. (2007) - *Salpingoporella, a common genus of Mesozoic Dasycladales (calcareous green algae)*. Revue de Paléobiologie, Genève, 25 (2) : 457-517

CASERO P., ROURE F., EDIGNOUX L., MORETTI I., MULLER C., SAGE L. & VIALLY, R. (1988) - *Neogene geodynamic evolution of the Southern Apennines*. Memorie della Società Geologica Italiana, 41, 109-120.

CELLO G., MARTINI N., PALTRINIERI W. & TORTORICI L. (1989) - *Structural Styles in the frontal zone of the Southern Apennines, Italy: an example from the Molise district*. Tectonics, 8, 753-768.

CHANNELL J.E.T., ERBA E., MUTTONI G. & TREMOLADA F. (2000) - *Early Cretaceous magnetic stratigraphy in the APTICORE drill core and adjacent outcrop in Cismon (southern Alps, Italy), and correlation to the proposed Barremian & Aptian boundary stratotype*. Geological Society of America Bulletin, 112, 1430-1443.

CHERCHI A., DE CASTRO P. & SCHROEDER R. (1978) - *Sull'età dei livelli a Orbitolinidi della Campania e delle Murge Baresi (Italia meridionale)*. Boll. Soc. Nat.

Napoli, 87, 1-17.

CHERCHI A. & SCHROEDER R. (2006) – *Remarks on the systematic position of Lithocodium Elliott, a problematic microorganism from the Mesozoic carbonate platforms of the Tethyan realm*. *Facies*, 52, 435-440.

CHIOCCHINI M., FARINACCI A., MANCINELLI A., MOLINARI V. & POTETTI M. (1994) - *Biostratigrafia a foraminiferi, dasycladali e calpionelle delle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino centrale (Italia)*. Studi Geologici Camerti, vol. spec., 9-128.

COCCIONI R., FRANCHI R., NESCI O., WEZEL C.F., BATTISTINI F. & PALLECCHI P. (1987) – *Stratigraphy and mineralogy of the Selli level (early Aptian) at the base of the Marne a Fucoidi in the Umbrian-Marchean Apennines (Italy)*. In: *Cretaceous of the Western Tethys*, 3rd International Cretaceous Symposium, edited by WEIDMANN J., pp. 563-584, Schweizerbart'sche, Stuttgart, Germany.

COTECCHIA V., D'ECCLESIIIS G., POLEMIO M. & REINA A. (1996) - *Contributo alla conoscenza della geologia e della stratigrafia del monte Coccovello (Monti di Maratea, Basilicata occidentale)*. Memorie della Società Geologica Italiana, 51, 305–313.

CRAIG H. (1965) - *The Measurement of Oxygen Isotope Palaeotemperatures*. In: TONGIORGI E. (ed.) - *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Palaeotemperatures*, pp. 161–182. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa.

D'ARGENIO B. (1970) – *Evoluzione geotettonica comparata tra alcune piattaforme carbonatiche dei Mediterranei Europeo ed Americano*. Atti Accademia Pontaniana, 20, 1-34.

D'ARGENIO B. (1974) – *Le piattaforme carbonatiche periadriatiche; una rassegna di problemi nel quadro geodinamico mesozoico dell'Appennino meridionale*. Memorie della Società Geologica Italiana, 13, 1-28.

D'ARGENIO B. & SGROSSO I. (1974) - *Le piattaforme carbonatiche sudappenniniche*. In: Istituto di Geologia e Geofisica dell'Università di Napoli, Pubblicazione, n.s., 51.

D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) – *Schema geologico dell'Appennino Meridionale (Campania e Lucania)*. Quad. Accademia Nazionale dei Lincei, 183, 49–72.

D'ARGENIO B., FERRERI V., ARDILLO F. & BUONOCUNTO F.P. (1993) - *Microstratigrafia e stratigrafia sequenziale. Studi sui depositi di piattaforma carbonatica nel Cretaceo del Monte Maggiore (Appennino Meridionale)*. Boll. Soc. Geol. Ital., 112, 739-749.

D'ARGENIO B., FERRERI V., IORIO M., RASPINI A. & TARLING D.H. (1999a) – *Diagenesis and remanence acquisition in the Cretaceous carbonates of Monte Raggeto, Southern Italy*. In TARLING D. H. & TURNER P. (eds.) - *Paleomagnetism and*

Diagenesis in Sediments. Geological Society of London, Special Publication 151, 147-156.

D'ARGENIO B., FERRERI V., RASPINI A., AMODIO S. & BUONOCUNTO F.P. (1999b) – *Cyclostratigraphy of a carbonate platform as a tool for high-precision correlation*. *Tectonophysics*, 315, 357-385.

D'ARGENIO B., FERRERI V., WEISSERT H., AMODIO S., BUONOCUNTO F.P. & WISSLER L. (2004) – *A multidisciplinary approach to global correlation and geochronology. The Cretaceous shallow-water carbonates of southern Apennines, Italy*. In: D'ARGENIO B., FISCHER A.G., PREMOLI SILVA I., WEISSERT H. & FERRERI V. (eds.) – *Cyclostratigraphy: Approaches and Case Histories*. SEPM Special Publication No. 81, 103-122.

DAVEY S.D. & JENKYN H.C. (1999) – *Carbon isotope stratigraphy of shallow water limestones and implications for the timing of late Cretaceous sea level rise and anoxic events (Cenomanian-Turonian of the periadriatic carbonate platform, Croatia)*. *Eclogae geol. Helv.*, 92, 163-170.

DE BOER P.L. (1986) – *Changes in the organic carbon burial during the Early Cretaceous*. In: SUMMERHAYES C.P. & SHACKLETON N.J. (eds) – *North atlantic paleoceanography*. London, Geological Society Spec. Publ., No. 21, 321-331.

DE CASTRO P. (1962) – *Il Giura-Lias dei Monti Lattari e dei rilievi ad Ovest della valle dell'Irno e della piana di Monitoro*. *Boll. Soc. Nat. Napoli*, 71, 21-52.

DE CASTRO P. (1963) - *Nuove osservazioni sul livello ad Orbitoline in Campania*. *Boll. Soc. Nat., Napoli*, 71, 103-135.

DE CASTRO P. (1991) – *Mesozoic*. In: BARATTOLO F., DE CASTRO P. & PARENTE M. (eds.) – *5th International Symposium on Fossil Algae. Field Trip Guide-Book*. Giannini, Napoli, 21-38.

DERCOURT J., RICOU L.E. & VRIELYNCK B. (EDS.) (1993) – *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps*. Gauthier-Villars, Paris.

DICKSON J.A.D. & COLEMAN M.L. (1980) – *Changes in carbon and oxygen isotope composition during limestone diagenesis*. *Sedimentology*, 27, 107-118.

DICKSON J.A.D. (1985) – *Diagenesis of shallow-marine carbonates*. In: BRENCHELY P. & WILLIAMS B.P.J. (eds.) – *Sedimentology, Recent Developments and Applied Aspects*. Blackwell, Oxford, 173-188.

DI LUCIA M., PARENTE M. & FRIJIA G. (2007) - *The Orbitolina level of southern Apennines: a tale of nutrient fluctuations and stratigraphic condensation*. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 9, 06495, EGU2007.

DI LUCIA M. & PARENTE M. (2008) - *The response of the southern Apenninic carbonate platform to the middle Cretaceous OAE1a and OAE1b*. 26th IAS Regional Meeting/SEPM-CES SEDIMENT 2008, Abstract Volume, IAS08.

- DUMITRESCU M., BRASSELL S.C., SCHOUTEN S., HOPMANS E.C. & DAMSTE J.S.S. (2006) - *Instability in tropical Pacific sea-surface temperatures during the early Aptian*. *Geology* 34 (10), 833-836.
- EMILIANI C. (1955) – *Pleistocene temperatures*. *J. Geol.*, 63, 6, 538–578.
- EMRICH K., EHHALT D. & VOGEL J.C. (1970) - *Carbon isotope fractionation during the precipitation of calcium carbonate*. *Earth Planet. Sci. Lett.* 8: 363-371.
- EPSTEIN S., BUCHSBAUM R., LOWENSTAM H.A. & UREY H.C. (1953) – *Revised carbonate-water isotopic temperature scale*. *Bulletin of the Geological Society of America*, 64, 1315-1326.
- ERBA E. (1994) – *Nannofossils and superplumes: the early Aptian “nannoconid crisis”*. *Paleoceanography*, 9, 483-501.
- ERBA E., CHANNELL J. E.T., CLAPS M., JONES C., LARSON R., OPDYKE B., PREMOLI SILVA I., RIVA A., SALVINI G. & TORRICELLI S. (1999) – *Integrated Stratigraphy of the Cismonte APTICORE (Southern Alps, Italy): a “reference section” for the Barremian-Aptian interval at low latitudes*. *J. Foraminiferal Res.*, 29, 371-392.
- ERBA E. & TREMOLADA F. (2004) - *Nannofossil carbonate fluxes during the Early Cretaceous: phytoplankton response to nutrification episodes, atmospheric CO₂, and anoxia*. *Paleoceanography* 19 (1).
- ERBA E. (2004) – *Calcareous nannofossil and Mesozoic oceanic anoxic events*. *Marine Micropaleontology*, 52, 85-106.
- ERBACHER J. (1994) – *Entwicklung und Paläoozeanographie mittelkretazischer Radiolarien der westlichen Tethys (Italien) und des Nordatlantiks*. *Tübinger Mikropalaontologische Mitteilungen*, 12, 120 pp.
- FERRERI V., WEISSERT H., D'ARGENIO B. & BUONOCUNTO F.P. (1997) – *Carbon isotope stratigraphy: a tool for basin to carbonate platform correlation*. *Terra Nova*, 9, 57-61.
- FRIEDMAN I. & O'NEIL J.R. (1977) – *Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest*. In: FLEICHER M. (ed.) – *Data of Geochemistry*, pp. KK1-KK12+figs. Geological Survey Professional paper 440-KK.
- FÖLLMI K.B., WEISSERT H. & LINI A. (1993) – *Nonlinearities in phosphorus-carbon coupling and their implications for global change*. In: WOLLAST R., MCKENZIE F.T. & CHOU L. (eds.) – *Interactions of C, N, P and S biogeochemical Cycles and global Change*. NATO ASI Series I, 4, 447-474; Berlin (Springer).
- FÖLLMI K.B., WEISSERT H., BISPING M. & FUNK H. (1994) – *Phosphogenesis, carbon-isotope stratigraphy and carbonate platform evolution along the northern Tethyan margin*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 106, 729-746.
- FÖLLMI K.B., GODET A., BODIN S. & LINDER P. (2006) – *Interactions between environmental change and shallow water carbonate buildup along the northern Tethyan*

margin and their impact on the Early Cretaceous carbon isotope record. Paleoceanography, 21, PA4211, doi:10.1029/2006PA001313.

FOURCADE E. & RAOULT J.F. (1973) – *Le Crétacé du Kef Hahouner et position stratigraphique de “Ovalveolina reicheli” P. De Castro (série septentrionale du mole néritique du Constantinois, Algérie).* Rev. Micropaléont., 15, n. 4, 227-246.

FUNK H., FÖLLMI K.B. & MOHR H. (1993) - *Evolution of the Tithonian-Aptian carbonate platform along the northern Tethyan margin, Eastern Helvetic Alps.* In: *Cretaceous Carbonate Platforms* (Eds T. SIMO, R.W. SCOTT & J.P. MASSE), AAPG Mem., 56, 387-407.

GATTUSO J.P., FRANKIGNOULLE M., BOURGE I., ROMAINE S. & BUDDEMEIER R.W. (1998) – *Effect of calcium carbonate saturation of seawater on coral calcification.* Global and Planetary Change, 18, 37-46.

GODET A., BODIN S., FÖLLMI K. B., VERMEULEN J., GARDIN S., FIET N., ADATTE T., ZSOLT B., STÜBEN D. & VAN DE SCHOOTBRUGGE B. (2006a) – *Evolution of the marine stable carbon-isotope record during the Early Cretaceous: A focus on the Late Hauterivian and Barremian in the Tethyan realm.* Earth and Planetary Science Letters, Amsterdam, vol. 242, n. 3-4, 254-271.

GOLDSTEIN R.H. (1991) – *Stable isotope signatures associated with paleosols, Pennsylvanian Holder Formation, New Mexico.* Sedimentology, 38, 67-77.

GRADSTEIN F., OGG J. & SMITH A. (EDS.) (2004) – *A Geologic Time Scale.* Cambridge University Press, 344-383.

GRÖCKE D.R., HESSELBO S.P. & JENKYN H.C. (1999) – *Carbon isotope composition of Lower Cretaceous fossil wood: ocean atmosphere chemistry and relation to sea level change.* Geology, 27, 155-158.

GROSSMAN E.L. & KU T.L. (1986) - *Oxygen and carbon isotope fractionation in biogenic aragonite: temperature effects.* Chemical Geology, 59, 59-74.

GRÖTSCH J., BILLING I. & VAHRENKAMP V.C. (1998) – *Carbon-isotope stratigraphy in shallow water carbonates: implications for Cretaceous black shale deposition.* Sedimentology, 45, 623-634.

HALLOCK P. (1985) - *Why are larger Foraminifera large?* Paleobiology, 11, 195-208.

HALLOCK P. & SCHLAGER W. (1986) - *Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms.* Palaios, 1: 389-398.

HALLOCK P. (1987) – *Fluctuations in the trophic resource continuum: a factor in global diversity cycles?.* Paleoceanography, 2, 457-471.

HALLOCK P. (2001) – *Coral reefs, carbonate sedimentation, nutrients, and global change.* In: STANLEY G. D. (ed.) - *The history and sedimentology of ancient reef ecosystems.* Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York, pp 387-427.

HARDIE L.A. (1996) – *Secular variation in seawater chemistry: an explanation for the coupled secular variation in the mineralogies of marine limestones and potash evaporities over the past 600 m.y.* *Geology*, 24, 279-283.

HEIMHOFER U., HOCHULI P.A., HERRLE J.O., ANDERSEN N. & WEISSERT H. (2004) - *Absence of major vegetation and palaeoatmospheric pCO₂ changes associated with oceanic anoxic event 1a (Early Aptian, SE France).* *Earth and Planetary Science Letters* 223 (3-4), 303-318.

HELDT M., BACHMANN M. & LEHMANN J. (2008) – *Microfacies, biostratigraphy, and geochemistry of the hemipelagic Barremian-Aptian in north-central Tunisia: influence of the OAE1a on the southern Tethys margin.* *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 261, 246-260.

HENNIG S., WEISSERT H. & BULOT L. (1999) - *C-isotope stratigraphy, a calibration tool between ammonite- and magnetostratigraphy: The Valanginian-Hauterivian transition,* *Geol.Carpatica*, 50, 91-96.

HERRLE, J.O. (2003) - *Reconstructing nutricline dynamics of mid-Cretaceous oceans: evidence from calcareous nannofossils from the Niveau Paquier black shale (SE France).* *Marine Micropaleontology*, 47, 307-321.

HERRLE J.O., PROSS J., FRIEDRICH O., KÖBLER P. & HEMLEBEN C. (2003) - *Forcing mechanism for mid-Cretaceous black shale formation: evidence from the Upper Aptian and Lower Albian of the Vocontian Basin (SE France).* *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 190, 399-426.

HERRLE J.O., KÖBLER P., FRIEDRICH O., ERLÉNKEUSER H. & HEMLEBEN C. (2004) - *High-resolution carbon isotope records of the Aptian to lower Albian from SE France and the Mazagan Plateau (DSDP Site 545): A stratigraphic tool for paleoceanographic and paleobiologic reconstruction.* *Earth and Planetary Science Letters*, Amsterdam, 218, (1-2), 149-161.

HILLGÄRTNER H., VAN BUCHEM F.S.P., GAUMET F., RAZIN P., PITTET B., GRÖTSCH J. & DROSTE H. (2003) - *The Barremian-Aptian evolution of the eastern Arabian carbonate platform margin (Northern Oman).* *Journal of Sedimentary Research* 73 (5), 756-773.

HOTTINGER L. (1982) - *Larger foraminifera, giant cells with a historical background.* *Naturwissenschaften*, 69, 361-371.

HOTTINGER L. (1997) - *Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations.* *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 168, 491-505.

HUSINEC A. & SOKAČ B. (2006) – *Early Cretaceous benthic associations (foraminifera and calcareous algae) of a shallow tropical-water platform environment (Mljet Island, southern Croatia).* *Cretaceous Research*, 27, 418-441.

KLEYPAS J.A., BUDDEMEIER R.W., ARCHER D., GATTUSO J.P., LANGDON C. & OPDYK B.N. (1999) - *Geochemical consequences of increased atmospheric carbon dioxide on coral reefs.* *Science*, 284, 118–119.

IMMENHAUSER A., SCHLAGER W., BURNS S.J. ET AL. (1999) – *Late Aptian to Late Albian sea-level fluctuations constrained by geochemical and biological evidence (Nahr Umr Formation, Oman)*. Journal of Sedimentary Research, B69, 434-446.

IMMENHAUSER A., KENTER J.A.M., GANSSEN G., BAHAMONDE J.R., VAN VLIER A. & SAHER M.H. (2002) – *Origin and significance of isotope shifts in Pennsylvanian carbonates (Asturias, NW Spain)*. Journal of Sedimentary Research, 72, 82-94.

IMMENHAUSER A., HILLGÄRTNER H., SATTLER U., BERTOTTI G., SCHÖPFER P., HOMEWOOD P., VAHRENKAMP V., STEUBER T., MASSE J.P., DROSTE H., TAAL-VAN KOPPEN J., VAN DER KOOIJ B., VAN BENTUM E., VERWER K., HOGERDUIN STRATING E., SWINKELS W., PETERS J., IMMENHAUSER-POTTHAST I. & AL MASKERY S. (2004) - *Barremian-lower Aptian Qishn Formation, Haushi-Huqf area, Oman; a new outcrop analogue for the Kharaib/Shu'aiba reservoirs*. GeoArabia (Manama) 9 (1), 153-194.

IMMENHAUSER A., HILLGÄRTNER H. & VAN BENTUM E. (2005) – *Microbial-foraminiferal episodes in the Early Aptian of the southern Tethyan margin: ecological significance and possible relation to oceanic anoxic event 1a*. Sedimentology, 52, 77-99.

IRWIN H., CURTIS C. & COLEMAN M. (1977) – *Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediments*. Nature, 269, 209-213.

JAMES N.P. (1997) – *The cool-water carbonate depositional realm*. In: JAMES N.P. & CLARKE J. A.D. (eds.) - *Cool-water carbonates*. SEPM Special Publication, 56, 1-20.

JAMES N.P. & CHOQUETTE P.W. (1990) – *Limestones — the meteoric diagenetic environment*. In: MACILLREATH I.A. & MORROW D.W. (eds.) – *Diagenesis*. Geoscience Canada, Reprint Series, 4, 35-73.

JAHREN A.H., ARENS N.C., SARMIENTO G., GUERRERO J. & AMUNDSON R. (2001) - *Terrestrial record of methane hydrate dissociation in the Early Cretaceous*. Geology 29, 159-162.

JENKYN H.C. (1980) – *Cretaceous anoxic events: from continents to oceans*. J. Geol. Soc. London, 137, 171-188.

JENKYN H.C. (1985) – *The Early Toarcian and Cenomanian-Turonian anoxic events in Europe: comparisons and contrasts*. Geol. Rundsch., 74, 505-518.

JENKYN H.C. (1988) - *The Early Toarcian (Jurassic) anoxic event: stratigraphic, sedimentary, and geochemical evidence*. Am. J. Sci., 288, 10-151.

JENKYN H.C. (1995) – *Carbon-isotope stratigraphy and paleoceanographic significance of the Lower Cretaceous shallow-water carbonates of Resolution Guyot, mid-Pacific Mountains*. In: WINTERER E. L. et al., (eds.) – *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 143. Ocean Drilling Program, Texas, 99-104.

- JENKYN H.C. (1999) – *Mesozoic anoxic events and paleoclimate*. Zbl. Geol. Paläont. Teil I, H. 7-9, 943-949.
- JENKYN H.C. (2003) – *Evidence for rapid climate change in the Mesozoic-Palaeogene greenhouse world*. Philos. Trans. Royal Soc., Ser. A 361, 1885-1916.
- JENKYN H.C. & CLAYTON C.J. (1986) – *Black shales and carbon isotopes in pelagic sediments from the Tethyan Lower Jurassic*. Sedimentology, 33, 87-106.
- JENKYN H.C., GALE A.S. & CORFIELD R.M. (1994) – *Carbon- and oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its paleoclimatic significance*. Geological Magazine, 131, 1-31.
- JOACHIMSKI M. (1994) – *Subaerial exposure and deposition of shallowing upward sequences: evidence from stable isotopes of Purbeckian peritidal carbonates (basal Cretaceous), Swiss and French Jura Mountains*. Sedimentology, 41, 805-824.
- JONES R.W., SIMMONS M.D. & WHITTAKER J.E. (2004) – *Chronostratigraphic and Palaeoenvironmental Significance of Agglutinated and Associated Larger Benthonic Foraminifera from the Lower to "Middle Cretaceous of the Middle East*. In: Proceedings of the 6th International Workshop on Agglutinated Foraminifera (Eds: M. BUBIĆ & M.A. KAMINSKY), Grzybowski Found. Spec. Publ., 8, 229-235.
- JONES C.E. & JENKYN H.C. (2001) – *Seawater strontium isotopes, oceanic anoxic events, and seafloor hydrothermal activity in the Jurassic and Cretaceous*. Am. J. Sci., 301, 112-149.
- KLEYPAS J.A., BUDDEMEIER R.W., ARCHER D., GATTUSO J.P., LANGDON C. & OPDYKE B.N. (1999) - *Geochemical consequences of increased atmospheric carbon dioxide on coral reefs*. Science, 284, 118-119.
- KUHNT W., MOULLADE M., MASSE J. P. & ERLÉN-KEUSER H. (1998) – *Carbon isotope stratigraphy of the lower Aptian historical stratotype at Cassis-La Bédoule (S.E. France)*. Géologie Méditerranéenne, Marseille, t. XXV, n° 3-4, 63-79.
- LAND L.S., (1986) - *Environments of limestones and dolomite diagenesis: some geochemical consideration*. Colorado School of Mines quarterly, 81, 26-41.
- LAND L.S. (1989) – *The carbon and oxygen isotopic chemistry of surficial Holocene shallow marine sediment and Quaternary Limestone and dolomite*. In: FRITZ P. & FONTES J.C. (eds.) – *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Volume 3. The Marine Environment*, A, pp.191-217. Amsterdam, Elsevier.
- LARSON R.L. (1991) – *Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume*. Geology, v.19, p.547-550.
- LARSON R.L. & ERBA E. (1999) – *Onset of the mid-Cretaceous greenhouse in the Barremian-Aptian: igneous events and the biological, sedimentary, and geochemical responses*. Paleoceanography, 14, 663-678.
- LECKIE R.M., BRALOWER T.J. & CASHMAN R. (2002) – *Oceanic anoxic events and plankton evolution: biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous*. Paleoceanography, 17, (10.1029/2001PA000623).

LEES A., BULLER A.T. (1972) - *Modern temperate-water and warm-water shelf carbonate sediments contrasted*. Mar Geol 13:67-73.

LOHMANN K.C. (1988) – *Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst*. In: JAMES N.P. & CHOQUETTE P.W. (eds.) – *Paleokarst*. Springer, Berlin, 58-80.

LOWENSTAM H.A. (1961) - *Mineralogy, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios, and strontium and magnesium contents of Recent and fossil brachiopods and their bearing on the history of the oceans*. Journal of Geology, 69, 241-260.

LUPERTO SINNI E. & MASSE J.P (1982) – *Contributo della paleoecologia alla paleogeografia della parte meridionale della piattaforma apula nel Cretacico inferiore*. Geologica Romana, vol.21, 859-877.

MARSHALL J.D. (1992) – *Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation*. Geological Magazine, 129, 143-160.

MASSE J.P. (1976) - *Les calcaires urgoniens de Provence (Valanginien- Aptien inférieur). Stratigraphie, paléontologie, les paléoenvironnements et leur évolution*. Ph.D. Thesis, Univ. Aix-Marseille II, Marseille.

MASSE J.P. (1993) – *Valanginian-Early Aptian carbonate platforms from Provence, southeastern France*. In: SIMO T., SCOTT R.W. & MASSE J. P. (eds.) – *Cretaceous Carbonate Platforms*. AAPG Mem., 56, 363-374.

MASSE J.P., EL ALBANI A. & ERLLENKEUSER H. (1999) – *Stratigraphie isotopique ($\delta^{13}\text{C}$) de l'Aptien inférieur de Provence (SE France): Application aux corrélations plate-forme/bassin*. Eclogae Geol. Helv., 92, 259-263.

MCARTHUR J.M. (1994) – *Recent trend in strontium isotope stratigraphy*. Terra Nova, 6, 331-358.

McCONNAUGHEY T. (1989) - *^{13}C and ^{18}O disequilibrium in biological carbonates. I. Patterns*. Geochim Cosmochimic Acta, 53, 151-162.

MENARDI NOGUERA A. & REA (1997) – *Campano-Lucano arc structural style*. In: Origin of Sedimentary Basins, 8^o Workshop of I.L.P. Task Force, Eurobasin Conference, Palermo 7-13 June 1997. Tectonophysics, 32A, 239-265.

MENARDI NOGUERA A. & REA G. (2000) – *Deep structure of the Campanian-Lucanian Arc (Southern Apennine, Italy)*. Tectonophysics, 324, 239-265.

MENEGATTI A.P., WEISSERT H., BROWN R.S., TYSON R.V., FARRIMOND P., STRASSER A. & CARON M. (1998) – *High-resolution $\delta^{13}\text{C}$ -stratigraphy through the early Aptian ‘Livello Selli’ of the Alpine Tethys*. Paleoceanography, 13, 530-545.

MORSE J.W., WANG Q. & YIN TSIO M. (1997) – *Influence of temperature and Mg/Ca ratio on CaCO_3 precipitates from seawater*. Geology, 25, 85-87.

MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1986) – *Appennino Centro Meridionale: sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Memorie Società Geologica Italiana, 35, 177-202.

MOULLADE M., PEYBERNES B., REY J. & SAINT-MARC P. (1985) – *Biostratigraphic interest and paleobiogeographic distribution of early and mid-Cretaceous mesogean orbitolinids (Foraminiferida)*. Journal of Foraminiferal Research, v. 15, n.3, 149-158.

MOULLADE M., KUHN W., BERGEN J. A., MASSE J.P. & TRONCHETTI G. (1998) – *Correlation of biostratigraphic and stable isotope events in the Aptian historical stratotype of La Bedoule (southeast France)*. C.R. Acad. Sci., Ser. IIa Sci. Terre Planetes, 327, 693-698.

MUTTI M. & HALLOCK P. (2003) – *Carbonate systems along nutrient and temperature gradients: some sedimentological and geochemical constraints*. Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.), 92, 465-475.

NEUWEILER F. & REITNER J. (1992) – *Karbonatbänke mit Lithocodium aggregatum Elliott/Bacinella irregularis Radoicic. Palaobathymetrie, Paläoökologie und stratigraphisches Äquivalent zu thrombolitischen Mud Mounds*. Berl. Geowiss. Abh., E/3, 273-293.

OGNIBEN L. (1969) – *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Memorie Società Geologica Italiana, 8, 453-763.

PARENTE M., FRIJIA G. & DI LUCIA M. (2007) – *Carbon-isotope stratigraphy of Cenomanian-Turonian platform carbonates from the Southern Apennines (Italy): a chemostratigraphic approach to the problem of correlation between shallow-water and deep-water successions*. Journal of the Geological Society, London, 164, 609-620.

PARENTE M. & DI LUCIA M. (2007) – *Out-of-balance facies in the late Barremian-Aptian shallow-water carbonates of central-southern Apennines (Italy): the signature of nutrients and seawater chemistry?* Geophysical Research Abstracts, Vol. 9, 06430, EGU2007.

PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI, N. & SANTINI U. (1992) – *The Numidian-Sand event in the Southern Apennines*. Memorie di Scienze Geologiche, Padova, 43, 297-337.

PATTERSON W.P. & WALTER L.M. (1994) – *Depletion of ^{13}C in sea water ΣCO_2 on modern carbonate platforms: Significance for the carbon isotopic record of carbonates*, Geology, 22, 885-888.

PHILIP J. & AIRAUD-CRUMIERE C. (1991) – *The demise of rudist bearing carbonate platforms at the Cenomanian/Turonian boundary: a global control*. Coral Reefs, 10, 115-125.

PITTET B., VAN BUCHEM F.S P., HILLGÄRTNER H., RAZIN P., GRÖTSCH J. & DROSTE H. (2002) – *Ecological succession, paleoenvironmental change, and depositional sequences of Barremian-Aptian shallow-water carbonates in northern Oman*. Sedimentology, 49, 555-581.

- POMAR L. (2001) – *Types of carbonate platforms: a genetic approach*. Basin Research, 3, 313-334.
- PRATT, B.R. & SMEWING, J.D. (1993) - *Early Cretaceous platform margin, Oman, eastern Arabian Peninsula*. In: SIMO J.A.T., SCOTT R.W., MASSE J.P. (Eds.), Cretaceous Carbonate Platforms. AAPG Memoir. American Association of Petroleum Geologists, United States, pp. 201-212.
- PREMOLI SILVA I., ERBA E., SALVINI G., VERGA D. & LOCATELLI C. (1999) – *Biotic changes in Cretaceous anoxic events*. J. Foraminiferal Res., 29, 352-370.
- RASPINI A. (1996) – *Sedimentologia e ciclostratigrafia del Cretacico inferiore in facies di piattaforma carbonatica dell'Appennino centro-meridionale*. Ph.D. thesis, University of Bologna, pp.275.
- RASPINI A. (1998) – *Microfacies analysis of shallow-water carbonates and evidence of hierarchically organized cycles. Aptian of Monte Tobenna, southern Apennines, Italy*. Cretaceous Research, 19, 197-223.
- RIEBESELL U., ZONDERVAN I., ROST B., TORTELL P.D., ZEEBE R.E. & MOREL F.M. (2000) - *Reduced calcification of marine plankton in response to increased atmospheric pCO₂*. Nature, 407, 364-367.
- RUIZ-ORTIZ P.A. & CASTRO J.M. (1998) – *Carbonate depositional sequences in shallow to hemipelagic platform deposits; Aptian, Prebetic of Alicante (SE Spain)*. Bull. Soc. Géol. France, 169, 21-33.
- SANDBERG P.A. (1983) - *An oscillating trend in Phanerozoic non-skeletal carbonate mineralogy*. Nature, 305, 19-22.
- SARTONI S. & CRESCENTI U. (1962) – *Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale*. Giornale di Geologia, serie 2a, 29, 161-293.
- SCOTT R. W. ET AL. (2005) – *Three fold division of the Cretaceous : a proposal*. 7th International Symposium on the Cretaceous, 5-9 September 2005, Neuchatel, Abstract book, 198-199.
- SCHLAGER W. (2003) – *Benthic carbonate factories of the Phanerozoic*. Int. J. Earth Sci., 92, 445-464.
- SCHLANGER S.O. & JENKYN H.C. (1976) – *Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences*. Geol. Mijnb., 55, 179-184.
- SCHLANGER S.O., ARTHUR M.A., JENKYN H.C. & SCHOLLE P.A. (1987) – *The Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event: I. Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine $\delta^{13}\text{C}$ excursion*. In: BROOKS J. & FLEET J.A. (eds.) – *Marine Petroleum Source Rocks*. Geol. Soc. London Spec. Publ., vol. 26, pp. 371-399.
- SCHOLLE P.A. & ARTHUR M.A. (1980) – *Carbonate isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool*. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 64, 67-87.

SCHROEDER R., CHERCHI A., GUELLAL S. & VILA J. M. (1974) – *Biozonation par les grands Foraminifères du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur et moyen des séries néritiques en Algérie NE. Considérations paléobiogéographiques*. VI Coll. Africain Micropal., Tunis 1974, pré tirage, 1-8.

SELLI R. (1957) – *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale*. Giornale di Geologia, 2, 1-54.

SELLI R. (1962) – *Il Paleogene nel quadro della Geologia dell'Italia Centro-Meridionale*. Memorie della Società Geologica Italiana, 3, 737-789.

SGROSSO I. (1988) – *Nuovi elementi per un più articolato modello paleogeografico nell'Appennino meridionale*. Memorie della Società Geologica Italiana, 41, 203-219.

SHACKLETON N.J. & OPDYKE N.D. (1973) - *Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific Core V28-238: Oxygen Isotope Temperatures and Ice Volumes on a 10 Year and 10 Year Scale*. Quaternary Research, 3, 39-55.

SIMONE L., CARANNANTE G., RUPERTI D., SIRNA M., SIRNA G., LAVIANO A. & TROPEANO M. (2003) - *Development of rudist lithosomes in the Conacian-Lower Campanian carbonate shelves of central-southern Italy: high-energy vs low energy settings*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 200, 5-29.

SIMMONS M.D., EMERY D. & PICKARD N.A.H. (1991) - *Hensonella dinarica, an originally calcitic Early Cretaceous dasycladacean alga*. Palaeontology, London, vol. 34, part 4, p. 955-961.

SIMMONS M.D. (1994) – *Micropalaeontological biozonation of the Kahmah Group (Early Cretaceous), Central Oman Mountains*. In: *Micropalaeontology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East*. Edited by SIMMONS M.D. Published by Chapman & Hall, London.

SIMMONS M.D., WHITTAKER J.E. & JONES R.W. (2000) - *Orbitolinids from the Cretaceous sediments of the Middle East – a revision of the F.R.S. Henson and Associates Collection*. In: *Proceedings of the 5th International Workshop on Agglutinated Foraminifera* (Eds M.B. HART, M.A. KAMINSKY & C.W. SMART), Grzybowski Found. Spec. Publ., 7, 411-437.

SNOW L.J. & DUNCAN R.A. (2002) – *Hydrothermal links between ocean plateau formation and global anoxia*. Abstract Volume of the Workshop on Cretaceous Climate and Ocean Dynamics, Florissant, Colorado, July 14-18, 74.

STANLEY S.M. & HARDIE L.A. (1998) – *Secular oscillations in carbonate mineralogy of reef-building and sediment producing organism driven by tectonically forced shifts in seawater chemistry*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 144, 3-19.

STANLEY S.M. (2006) - *Influence of seawater chemistry on biomineralization throughout Phanerozoic time: Paleontological and experimental evidence*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 232: 214-236.

STEUBER T. (2002) – *Plate tectonic control on the evolution of Cretaceous platform carbonate production*. Geological Society of America, 30, No. 3, 259-262.

- STEUBER T., RAUCH M., MASSE J.P., GRAAF J. & MALKOC M. (2005) - *Low-latitude seasonality of Cretaceous temperatures in warm and cold episodes*. *Nature*, 437 (7063), 1341-1344.
- STOLL H.M. & SCHRAG D.P. (1996) - *Evidence for Glacial Control of Rapid Sea Level Changes in the Early Cretaceous*. *Science*, 272, 1771-1774.
- SWART P.K. (1983) - *Carbon and Oxygen isotope fractionation in Scleractinian corals: a review*. *Earth Sci. Rev.*, 19, 51-80.
- TARUTANI T., CLAYTON R.N. & MAYEDA T.K. (1969) - *The effect of polymorphism and magnesium substitution on oxygen isotope fractionation between calcium carbonate and water*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 33, 987-96.
- TEJADA M.L.G., MAHONEY J.J., NEAL C.R., DUNCAN R.A., PETTERSON M.G. (2002) - *Basement geochemistry and geochronology of central Malaita, Solomon Islands, with implications for the origin and evolution of the Ontong Java Plateau*. *Journal of Petrology*, 43, 3, 449-484.
- VAHRENKAMP V.C. (1996) - *Carbon Isotope Stratigraphy of the Upper Kharaib and Shuaiba Formations: implications for the early Cretaceous Evolution of the Arabian Gulf region*. *AAPG Bulletin*, 80, No.5, 647-662.
- VAN BUCHEM F.S.P., PITTET B., HILLGÄRTNER H., GRÖTSCH J., AL MANSOURI A.I., BILLING I.M., DROSTE H.H.J., OTERDOOM W.H. & VAN STEENWINKEL M. (2002) - *High-resolution sequence stratigraphic architecture of Barremian/Aptian carbonate systems in northern Oman and the United Arab Emirates (Kharaib and Shu'aiba Formations)*. *GeoArabia (Manama)* 7 (3), 461-500.
- VAN DE SCHOOTBRUGGE B., FÖLLMI K.B., BULOT L.G. & BURNS S.J. (2000) - *Paleoceanographic changes during the early Cretaceous (Valanginian-Hauterivian): Evidence from oxygen and carbon stable isotopes*, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 181, 15-31.
- VEIZER J. (1983) – *Trace elements and stable isotopes in sedimentary carbonates*. In: REEDER R.J. (ed.) – *Carbonates: Mineralogy and Chemistry*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, 11, 265–299.
- VELIĆ I. (2007) – *Stratigraphy and Palaeobiogeography of Mesozoic Benthic Foraminifera of the Karst Dinarides (SE Europe)*. *Geologia Croatica*, 60/1, 1-113, 18 Figs. 26 Pls.
- VILAS L., MASSE J.P. & ARIAS C. (1995) - *Orbitolina episodes in carbonate platform evolution: the Early Aptian model from SE Spain*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 119 (1-2), 35-45.
- WAGNER T., WALLMANN K., HERRLE J.O., HOFMANN P. & STÜSSER I. (2007) - *Consequences of moderate ~25,000 year lasting emission of light CO₂ into the mid-Cretaceous ocean*. *Earth and Planetary Science Letters*, 259, 200-211.
- WEFER G. & BERGER W.H. (1991) – *Isotope paleontology: growth and composition of extant calcareous species*. *Marine Geology*, 100, 207-248.

WEISSERT H. (1989) – *C-isotope stratigraphy, a monitor of paleoenvironmental changes: a case study from the Early Cretaceous*. *Surv. Geophys.*, 10, 1-16.

WEISSERT H., MCKENZIE J.A. & CHANNEL J.E.T. (1985) – *Natural variations in the carbon cycle during the Early Cretaceous*. In: SUNDQUIST E.T. & BROECKER W.S. (eds.) – *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations Archean to Present*. Geophysical Monograph, American Geophysical Union, 32, 531-546.

WEISSERT H. & LINI A. (1991) – *Ice age interlude during the time of Cretaceous greenhouse climate?* In: MÜLLER DW., MCKENZIE J.A. & WEISSERT H. (eds.) – *Controversies in Modern Geology*. Academic Press, London, pp. 173-191.

WEISSERT H., LINI A., FÖLLMI K. B. & KUHN O. (1998) – *Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events: a possible link?* *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 137, 189-203.

WEISSERT H. & ERBA E. (2004) – *Volcanism, CO₂ and palaeoclimate: a Late Jurassic-Early Cretaceous carbon and oxygen isotope record*. *Journal of the Geological Society*, London, 161, 1-8.

WILKINSON B.H. & ALGEO T.J. (1989) – *Sedimentary carbonate record of calcium-magnesium cycling*. *American Journal of Science*, 289, 1158-1194.

WILSON P.A., JENKYN H.C., ELDERFIELD H. & LARSON R.L. (1998) - *The paradox of drowned carbonate platforms and the origin of Cretaceous Pacific guyots*. *Nature* 392 (6679), 889-894.

WILSON P.A. & NORRIS R.D. (2001) – *Warm tropical ocean surface and global anoxia during the mid-Cretaceous period*. *Nature*, 412, 425-429.

WISSLER L. (2001) - *Response of early cretaceous sedimentary systems to perturbations in global carbon cycling: insights from stratigraphy, sedimentology and geochemical modeling*. Ph.D. Thesis, ETH Zürich, Zürich, 129 pp.

WISSLER L., FUNK H. & WEISSERT H. (2003) – *Response of Early Cretaceous carbonate platforms to changes in atmospheric carbon dioxide levels*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 200, 187-205.

WISSLER L., WEISSERT H., BUONOCUNTO F. P., FERRERI V. & D'ARGENIO B. (2004) – *Calibration of the Early Cretaceous time scale; a combined chemostratigraphic and cyclostratigraphic approach to the Barremian-Aptian interval, Campania Apennines and Southern Alps (Italy)*. In: D'ARGENIO B., FISCHER A. G., PREMOLI SILVA I., WEISSERT H. & FERRERI V. (eds.) – *Cyclostratigraphy: Approaches and Case Histories*. SEPM Special Publication No. 81, 123–133.

WEZEL F.C. (1985) – *Facies anossiche ed episodi geotettonici globali*, *G. Geol.*, Ser. 3°, 47, 281-286.

YANG W. (2001) – *Estimation of duration of subaerial exposure in shallow-marine limestone—an isotopic approach*. *Journal of Sedimentary Research*, 71, 778-789.

ZIEGLER A.M., ESHEL G., REES P.M., ROTHFUS T.A., ROWLEY D.B. & SUNDERLIN D. (2003) - *Tracing the tropics across land and sea: Permian to present*. *Lethaia* 36 (3), 227-254.